



**Caractérisation des suites magmatiques
néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et
Galileia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et
structurale des suites Galileia et Urucum et relation
avec les pegmatites à éléments rares associées**

Hermínio Arias Nalini Jr

► **To cite this version:**

Hermínio Arias Nalini Jr. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galileia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galileia et Urucum et relation avec les pegmatites à éléments rares associées. Géochimie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1997. Français. NNT: . tel-01068666

HAL Id: tel-01068666

<https://theses.hal.science/tel-01068666>

Submitted on 26 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE SAINT ETIENNE**

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE PARIS**

THESE

présentée par

Hermínio A. NALINI Jr.

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE

**Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région
de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil)**

*- Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum
et relation avec les pegmatites à éléments rares associées*

soutenue à Saint Etienne, le 02 decembre 1997

Composition du Jury:

Monsieur J.M. CORREIA NEVES

Président

Monsieurs

A. GIRET

Rapporteur

R. MACHADO

"

P. SABATÉ

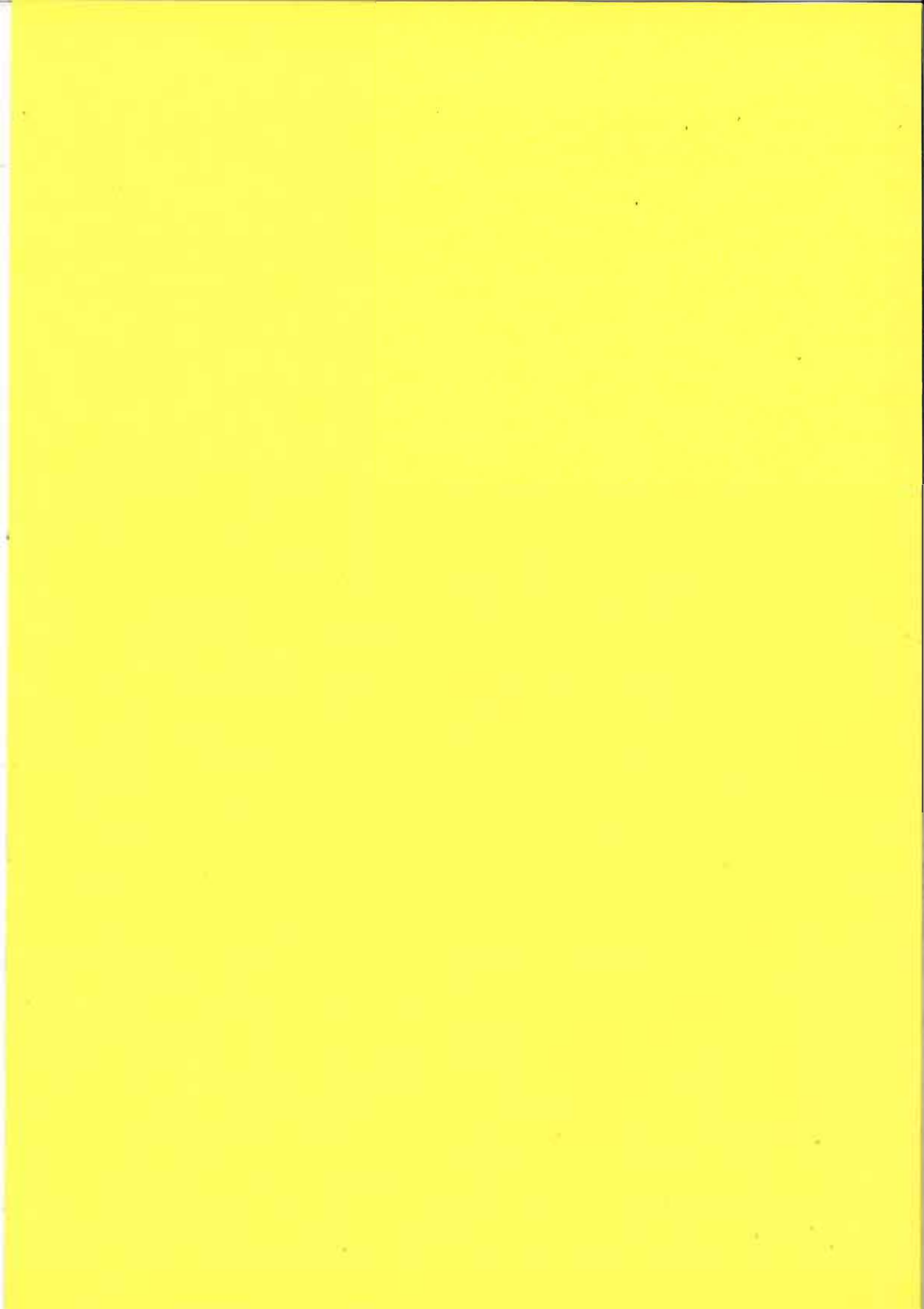
Examineur

B. GUY

"

E. BILAL

Directeur de thèse



**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE SAINT ETIENNE**

**ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE PARIS**

THESE

présentée par

Hermínio A. NALINI Jr.

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

**DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE**

**Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région
de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil)**

*- Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum
et relation avec les pegmatites à éléments rares associées*

soutenue à Saint Etienne, le 02 decembre 1997

Composition du Jury:

Monsieur J.M. CORREIA NEVES

Président

Monsieurs

A. GIRET

Rapporteur

R. MACHADO

"

P. SABATÉ

Examineur

B. GUY

"

E. BILAL

Directeur de thèse

*A Marily, Laura
et à mes parents*

AVANT PROPOS

Ce travail a été rendu possible grâce à l'aide financier du Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq-Brésil), de la Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), de la Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), de l'Ecole Nationale Supérieure de Mines de Saint Etienne (France) et du CAPES/COFECUB. Le Département de Géologie de l'Université Fédérale de Ouro Preto (DEGEO/UFOP) et l'Institut de Géologie de l'Université Fédérale de Minas Gerais (IGC/UFMG) nous ont fourni l'aide logistique.

Je remercie tout particulièrement Essaid Bilal d'abord de m'avoir accueilli chaleureusement à Saint Etienne, ensuite d'avoir dirigé de très près ce travail me faisant bénéficier de ses connaissances, de ses conseils et de ses encouragements pendant ces années. Je lui doit également la rigueur et la précision dans l'analyse des données chimiques. Ses critiques et son soutien efficace m'ont permis d'améliorer de manière significative ce mémoire. De plus, je lui exprime toute ma reconnaissance pour sa patience pendant les corrections du français.

Monsieurs J.M. Correia Neves, A. Giret, R. Machado, P. Sabaté et B. Guy me font l'honneur de participer à mon jury. Je les en remercie vivement pour les excellentes discussions et suggestions.

Les membres du Laboratoire de Géochimie de l'Ecole de Mines de Saint Etienne m'ont aidé et encouragé durant l'accomplissement de ce travail. Remerciements particuliers à J. Moutte et J.J. Gruffat pour l'exécution des analyses chimiques et pour leur orientation pendant les préparations des échantillons.

Mes remerciements s'adressent particulièrement à mes collègues stagiaires et doctorants A. Touil, B. Helal, S. Marincea, A. Sedqui, M. Nashraoui, A.A. Afalfiz, B. Marechal, V. Theisse, M.J. Lee pour l'amitié et les bonnes discussions. Je remercie également les secrétaires J. Verney et C. Bigouraux.

Je remercie vivement C. David et Y. Baud pour la préparation des échantillons (fluorescence X) et pour leur amitié et leur hospitalité. Je remercie également M.T. Cherblanc pour la réalisation de mes lames minces.

Au Brésil, je remercie vivement I. Endo (DEGEO/UFOP) et R. Machado non seulement pour leurs collaborations pendant les travaux de terrain, mais aussi pour leur aide inestimable dans l'interprétation des données structurales. Je leur exprime toute ma reconnaissance. Des remerciements particuliers à M.A. Carneiro (DEGEO/UFOP) pour m'avoir permis d'utiliser le Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) du Département de Géologie de l'Université Fédérale de Ouro Preto (Brésil) et pour les orientations et les discussions géochronologiques. Je remercie également les étudiants et stagiaires du LOPAG Arildo Henrique de Oliveira, Irneu Mendes de Carvalho Jr., Rinaldo Afrânio Fernandes et Marcelo Teixeira da Costa pour l'inestimable aide au broyage des échantillons et à la séparation des zircons et monazites.

Merci à S. Turpin qui m'a aidé pendant la séparation des minéraux par liqueur dense dans le Laboratoire de Géologie de l'Université Jean Monnet (Saint Etienne). Je remercie J.L. Paquette et C. Pin pour les analyses géochronologiques dans le Laboratoire de Géologie de l'Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand).

Je remercie également M^{me} Veschambre, responsable pour le Service de Microsonde Electronique

de l'Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand), pour son aide pendant les interminables séances de microsonde.

J'ai une pensée toute particulière envers tous ceux qui, sur le terrain au Brésil, m'ont permis de travailler dans leur propriété et de ramasser des "cailloux". Ils m'ont également aidé pendant les travaux de terrain avec une bonne discussion, un verre d'eau fraîche et une tasse de café.

ABSTRACT

The Conselheiro Pena and Galiléia region (Doce River valley) is located at the eastern Minas Gerais State (southeastern Brazil). Geologically, this region is included at the northern Mantiqueira structural province and Atlantic shear belt. It is formed by the gneiss of Early Proterozoic age, representing the regional basement, and by supracrustals sequences (micaschists of Rio Doce group and quartzites of Crenaque group) considered of Neoproterozoic age.

Two deformational phases and a medium grade metamorphism (low amphibolite facies) affected the region during the Brasiliano cycle. The D_1 phase is the main deformational phase of the region and it is associated to movements with an important dextral strike-slip shear. This phase is followed lately by D_2 phase, characterized by extensional movements.

We can observe two granitoid suites in this region: the Galiléia and the Urucum suites. The ascension and emplacement of this rocks are associated to the regional deformational phase D_1 . Within the Urucum suite leucogranites, this phase conditioned the trajectories of the magmatic flux foliation and lineation. Despite the lack of structural data in others regions of the Galiléia suite batholite, the obtained data in the studied region show the importance of the D_1 deformational phase during the Galiléia batholite evolution.

The Galiléia suite granitoids (594 \pm 6 Ma, zircon U-Pb age) are made of tonalites, granodiorites, granites and microgranites. These rocks frequently include magmatic enclaves. These granitoids are metaluminous to weakly peraluminous. They show calc-alkaline affinity and they were formed under 10 kbar (30-35 km) and 850 °C to 700°C. The mineralogical and geochemical data indicate an evolution from tonalite to microgranite. The Ti, Mg, Al, Fe, Ca, Mn, P, Co, Sc, V, Zn and Ni had a compatible behaviour. In the other way, Si, Na and K were incompatibles elements during the mainly evolutive history of this rocks. The mechanical mixing (mingling) and chemical reequilibrages processes observed between the enclaves and their host rocks, and the presence of two zircon populations show the hybrid character of this suite. Isotopic Rb-Sr and Sm-Nd studies indicates an origin from crustal melting rocks (lower crust) for the granitoids and their enclaves and confirm the reequilibrage between enclaves and host rocks.

The Urucum suite leucogranites (582 \pm 2 Ma; zircon U-Pb age) are represented by potassic megafeldspar granites (Urucum facies), medium to coarse deformed granites (Palmital facies), tourmaline granites and pegmatite granites. These rocks are peraluminous and their composition nears the S type granites. They crystallized about 750-600°C and 4 kbar (12 km), within a fluid rich environment. The mineralogical and chemical studies suggest an evolution from the Urucum facies to the pegmatite granites and the compatible comportment of Mg, Ti, Fe, Ba, Zr, Th, Co, V, Zn, Ga, Ni, Cr and rare earth elements. The origin of this suite from the fusion of crustal rocks is confirmed by the isotopic Rb-Sr and Sm-Nd studies, by the zircon composition and typology and by the presence of inherited zircon nucleus.

Field observations together with mineralogical and chemical studies show a close relationship between the Urucum suite leucogranite and the rare element pegmatites of the region. The observed

pegmatite geometry and kinematics indicate an emplacement controlled by the D₁ deformational phase. The magmas that originated the pegmatites are fluid rich (bore). The pegmatites were emplaced about 540°C and 3.2 kbar.

Our data favored a genetic and emplacement model supporting a mantle and a crusted melting in a tranpressional tectonic regime associated with the end of the Brasiliano cycle during the Neoproterozoic. Our geochronological data added to others granitoids ones in the Atlantic shear belt indicates that the calc-alkalin magmatism occurred between 620 and 588 Ma and that the collisional crustal peraluminous magmatism occurred between 584 and 570 Ma. The Sm-Nd model ages of the Galiléia and Urucum suites are concentrated between 2300 and 1800 Ma indicating the important volume of the crust formed during the Transamazônico cycle in the genese of these suites.

RESUME

La région de Conselheiro Pena et Galiléia (vallée du Rio Doce) est située à l'est de l'état de Minas Gerais (sud-est du Brésil). Cette région fait partie de la province structurale Mantiqueira et de la ceinture de cisaillement Atlantique. Elle est formée de gneiss d'âge Protérozoïque inférieur, qui représentent le socle de la région, et de séquences supracrustales (micashistes du groupe Rio Doce et quartzites du groupe Crenaque) considérées d'âge Néoprotérozoïque.

Deux phases de déformation et un métamorphisme de moyen degré (faciès amphibolite inférieur) ont affecté la région pendant le cycle Brasiliano. La phase D_1 s'associe à des mouvements ayant une importante composante décrochante dextre. Elle représente la phase de déformation principale de la région du Rio Doce. Cette phase a été suivie tardivement par la phase D_2 , caractérisée par des mouvements d'extension.

Nous avons distingué deux groupes principaux de granitoïdes intrusifs: la suite Galiléia et la suite Urucum. L'ascension et la mise en place de ces roches ont été associées à la phase de déformation D_1 . Dans les leucogranites de la suite Urucum, cette phase a conditionné la foliation et la linéation de flux magmatique. Malgré le manque de données structurales couvrant l'ensemble du batholite Galiléia, les résultats obtenus dans la région étudiée indiquent également une importante influence de la phase D_1 (foliation à l'état solide et linéation) après la mise en place de cette suite.

Les granitoïdes de la suite Galiléia (594 ± 6 Ma; U-Pb sur zircon) sont constitués par des tonalites, tonalo-granodiorites, granodiorites, granites et microgranites. Ces roches renferment fréquemment des enclaves magmatiques. Dans l'ensemble, ces granitoïdes sont métalumineux à légèrement peralumineux avec une affinité calco-alkaline. Ils ont une origine sous des pressions d'environ 10 kbar (30-35 km) et à des températures allant de 850°C à 700°C. Les données minéralogiques et géochimiques indiquent une évolution depuis les tonalites jusqu'aux microgranites. Le Ti, Mg, Al, Fe, Ca, Mn, P, Co, Sc, V, Zn et Ni ont eu un comportement compatible. En revanche le Si, Na et K sont incompatibles dans la plus grande partie de l'histoire évolutive de ces roches. Les processus de mélange mécanique et de rééquilibrage chimique entre les enclaves et les roches hôtes et la présence de deux populations de zircons traduisent le caractère hybride de cette suite. L'étude isotopique Rb-Sr et Sm-Nd indique une origine par fusion de roches crustales (croûte inférieure) pour les granites et les enclaves et confirment le rééquilibrage enclave-roche hôte.

Les leucogranites de la suite Urucum (582 ± 2 Ma; U-Pb sur zircon) sont représentés par des granites à mégafeldspaths potassiques (faciès Urucum), des granites à grain moyen à grossier fortement déformés (faciès Palmital), des granites à tourmaline et des granites pegmatitiques. Ces granites sont peralumineux et montrent une composition qui se rapproche des granites du type S. Ils ont cristallisé sous des températures variant de 750°C à 600°C et sous des pressions de l'ordre de 4 kbar (12 km) dans un environnement riche en fluides. Ils montrent une évolution allant du faciès Urucum aux faciès pegmatitique. Le Mg, Ti, Fe, Ba, Zr, Th, Co, V, Zn, Ga, Ni, Cr et des terres rares ont eu un comportement compatible au cours de l'évolution de ces roches. Les études isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd, les études typologiques des zircons et la présence de coeurs de zircon hérités confirment l'origine

crustale de ces leucogranites.

Les observations de terrain et les résultats minéralogiques et géochimiques montrent qu'il existe une relation étroite entre les leucogranites de la suite Urucum et les pegmatites à éléments rares de la région. La géométrie et la cinématique des structures observées dans les pegmatites indiquent que leur mise en place a été également contrainte par la phase de déformation D₁. Les magmas à l'origine des pegmatites ont été riches en fluides (bore). Les pegmatites se sont formés sous des températures de l'ordre de 540°C et des pressions d'environ 3.2 kbar.

En considérant les données obtenues dans les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum, nous pouvons envisager un modèle de genèse et de mise en place évoquant une fusion du manteau suivie de celle de la croûte continentale dans un régime tectonique transpressionnel associé à la fin du cycle Brasiliano pendant le Néoprotérozoïque. Les données géochronologiques obtenues comparées à celles d'autres granitoïdes de la ceinture Atlantique indiquent que le magmatisme d'affinité calco-alcaline a eu lieu entre ~620 et 590 Ma et que le magmatisme péralumineux associé à la collision de plaques a eu lieu entre 584 et 570 Ma. Finalement, les âges modèles Sm-Nd des deux suites étudiées se situent principalement entre 2300 et 1800 Ma, ce qui confirme l'importance de la croûte formée durant le cycle Transamazônico dans la genèse de ces roches.

RESUMO

A região de Conselheiro Pena e Galiléia (médio vale do Rio Doce) se situa no leste do Estado de Minas Gerais (sudeste do Brasil). Geologicamente, esta região se posiciona no norte da província estrutural Mantiqueira e do cinturão de cisalhamento Atlântico. Ela é formada por gnaisses do Proterozóico inferior, os quais representam o embasamento da região, e por sequências supracrustais (micaxistos do grupo Rio Doce e quartzitos do grupo Crenaque) consideradas do Neoproterozóico.

O local foi submetido a duas fases de deformação e a um metamorfismo de grau médio (fácies anfibolito inferior) durante o ciclo Brasiliano. A fase D_1 se associa a movimentos com importante componente direcional dextral. Ela representa a fase de deformação principal da região do Rio Doce. Esta fase foi seguida tardiamente pela fase de deformação D_2 , caracterizada por movimentos de extensão.

Dois grupos principais de granitóides intrusivos foram distinguidos: a suíte Galiléia e a suíte Urucum. A ascensão e a colocação dessas rochas, principalmente as rochas da suíte Urucum, foram balizadas pela fase D_1 . Nos leucogranitos da suíte Urucum, esta fase condicionou a trajetória da foliação e da lineação de fluxo magmático. Apesar da ausência de dados estruturais em outras partes do batólito da suíte Galiléia, os dados obtidos na região estudada indicam igualmente uma importante influência da fase de deformação D_1 (foliação no estado sólido e lineação) durante a evolução geológica dessa suíte.

Os granitóides da suíte Galiléia (594 ± 6 Ma; U-Pb em zircões) são constituídos por tonalitos, granodioritos, granitos e microgranitos. Estas rochas englobam frequentemente enclaves magmáticos. Estes granitóides são metaluminosos à levemente peraluminosos e mostram uma afinidade cálcio-alcalina. Eles tiveram origem em condições de pressão da ordem de 10 kbar (30-35 km) e em temperaturas situadas entre 850 e 700°C. Os dados mineralógicos e químicos indicam uma evolução à partir dos tonalitos até os microgranitos. O Ti, Mg, Al, Fe, Ca, Mn, P, Co, Sc, V, Zn et Ni apresentaram um comportamento compatível. Contrariamente, o Si, Na e K tiveram um comportamento incompatível durante a maior parte da evolução geoquímica dessa suíte. O caráter híbrido dessas rochas é indicado pelos processos de mistura mecânica e de reequilibragem química entre os enclaves e as rochas hospedeiras e pela presença de duas populações de zircão. O estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd indica uma origem para os granitóides e enclaves à partir da fusão de rochas crustais (crosta inferior) e confirmam o processo de reequilibragem enclave-rocha hospedeira.

Os leucogranitos da suíte Urucum (582 ± 2 Ma; U-Pb em zircões) são representados por granitos a megafeldspato potássico (fácies Urucum), granitos a grão médio a grosseiro fortemente deformados (fácies Palmital), granitos a turmalina e granitos pegmatíticos. Esses granitos são peraluminosos e mostram uma composição próxima aos granitos do tipo S. Eles foram cristalizados em temperaturas variando de 750 a 600 °C e em pressões da ordem de 4 kbar (12 km) num ambiente rico em fluidos. Os estudos mineralógicos e químicos sugerem uma evolução à partir do faciès Urucum até o faciès pegmatítico e caracterizam o comportamento compatível do Mg, Ti, Fe, Ba, Zr, Th, Co, V, Zn, Ga, Ni, Cr e dos elementos terras raras. A origem desta suíte à partir da fusão de rochas da crosta é indicada pelo

estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd , pela composição e tipologia dos zircões e pela presença comum de núcleos herdados de zircão.

As observações de campo e os estudos mineralógicos e geoquímicos mostraram a uma estreita relação entre os leucogranitos da suíte Urucum e os pegmatitos à elementos raros do local. A geometria e a cinemática das estruturas observadas dentro dos pegmatitos indica uma colocação igualmente condicionada pelas estruturas da fase de deformação D_1 . Os magmas que deram origem aos pegmatitos eram ricos em fluidos (bore). Os pegmatitos se colocaram em condições de temperatura da ordem de 540°C e pressões em torno de 3.2 kbar.

Considerando os dados obtidos no estudo da suíte Galiléia e da suíte Urucum, nós podemos sugerir um modelo de gênese e de colocação desses granitos à partir da fusão do manto e, em seguida, da crosta continental dentro de um regime tectônico transpressivo associado ao final do ciclo Brasileiro durante o Neoproterozóico. Os dados geocronológicos obtidos no presente trabalhos e aqueles da literatura parecem indicar que o magmatismo de afinidade cálcio-alcálica dentro do cinturão Atlântico ocorreu entre 620 e 590 Ma e que o magmatismo peraluminoso, associado a um ambiente de colisão, ocorreu entre 584 et 570 Ma. Finalmente, as idades modelo Sm-Nd nas duas suítes estudadas se concentram principalmente entre 2300 e 1800 Ma, indicando a importância da crosta formada durante o ciclo Transamazônico na gênese dessas suítes.

SOMMAIRE

Liste de figures

Liste de tableaux

Liste de planches photographiques

Chapitre I: Introduction Générale.....	1
I-1 / Introduction.....	3
I-2 / Cadre géographique.....	3
I-3 / Aperçu sur l'environnement.....	5
I-3.1 / Climat.....	5
I-3.2 / Végétation.....	5
I-3.3 / Relief et drainage.....	5
I-3.4 / Histoire et population.....	5
I-4 / Rappel général sur les travaux géologiques antérieurs dans la région.....	6
Chapitre II: Contexte Géologique.....	7
II-1 / Position géotectonique et cycles orogéniques.....	9
II-2 / Litostratigraphie.....	11
II-2.1 / Introduction.....	11
II-2.2 / Le socle: généralités et données géochronologiques.....	11
II-2.3 / La couverture métasédimentaire de la région du Rio Doce.....	15
II-2.3.1 / Travaux antérieurs.....	15
II-2.3.2 / Formation São Tomé: aspects lithologiques et métamorphisme.....	16
II-2.4 / Les granitoïdes et les pegmatites: travaux antérieurs.....	18
II-3 / Géologie structurale.....	19
II-3.1 / Considérations générales et travaux antérieurs.....	19
II-3.2 / Description des domaines litho-structuraux.....	22
II-3.2.1 / Domaine Ouest.....	22
II-3.2.2 / Domaine Est.....	22
II-3.2.3 / Domaine Central.....	24
II-3.2.3.1 / Les schistes de la formation São Tomé.....	24
II-3.2.3.2 / Les granitoïdes.....	26
II-3.2.3.3 / Les pegmatites et leurs styles de déformation.....	30
II-3.3 / Les différentes phases de déformation.....	32
II-3.4 / La mise en place des granites.....	34
II-4 / Conclusions.....	36
Chapitre III: Granitoïdes de la suite Galiléia.....	47
III-1 / Pétrographie et minéralogie.....	49
III-1.1 / Introduction.....	49
III-1.2 / Description des différents faciès.....	49
III-1.2.1 / Les tonalo-granodiorites et les granodiorites.....	50
III-1.2.2 / Les granites.....	50
III-1.2.3 / La tonalite Itatiaia.....	51
III-1.2.4 / Les enclaves.....	51
III-1.2.5 / Les xénolithes.....	52
III-1.2.6 / Les filons microgranitiques.....	52
III-1.3 / Minéralogie.....	53

III-1.3.1 / L'amphibole.....	53
III-1.3.2 / La biotite.....	59
III-1.3.3 / Le plagioclase.....	65
III-1.3.4 / Le grenat.....	68
III-1.3.5 / Le feldspath potassique.....	73
III-1.3.6 / Le quartz.....	73
III-1.3.7 / Le zircon.....	74
III-1.3.8 / L'epidote.....	78
III-1.3.9 / L'allanite.....	78
III-1.3.10 / Le sphène.....	80
III-1.3.11 / L'apatite.....	81
III-1.3.12 / L'ilménite.....	82
III-1.3.13 / La sericite, chlorite et carbonate.....	82
III-1.4 / Discussion et conclusion.....	82
III-2 / Géochimie.....	93
III-2.1 / Introduction.....	93
III-2.2 / Caractérisation chimique des granitoïdes.....	93
III-2.3 / Comportement des éléments majeurs dans les différents faciès.....	94
III-2.4 / Comportement des éléments en traces dans les différents faciès.....	98
III-2.5 / Spectres d'éléments terres rares.....	104
III-2.6 / Cadre géodynamique.....	104
III-2.7 / Conclusion de l'étude géochimique.....	107
III-3 / Conditions de cristallisation.....	108
III-4 / Conclusion de l'étude des granitoïdes de la suite Galiléia.....	111
Chapitre IV: Granitoïdes de la suite Urucum.....	113
IV-1 / Pétrographie et minéralogie.....	115
IV-1.1 / Introduction.....	115
IV-1.2 / Description des différents faciès.....	115
IV-1.2.1 / Les granites à mégafeldspath potassique ou faciès Urucum.....	116
IV-1.2.2 / Les granites à grain moyen à grossier ou faciès Palmital.....	116
IV-1.2.3 / Les granites à tourmaline.....	116
IV-1.2.4 / Les granites pegmatitiques.....	117
IV-1.3 / Minéralogie.....	117
IV-1.3.1 / La biotite.....	117
IV-1.3.2 / La muscovite.....	121
IV-1.3.3 / Le feldspath potassique.....	124
IV-1.3.4 / Le plagioclase.....	126
IV-1.3.5 / Le quartz.....	127
IV-1.3.6 / Le grenat.....	127
IV-1.3.7 / La tourmaline.....	130
IV-1.3.8 / La monazite.....	134
IV-1.3.9 / Le zircon.....	136
IV-1.3.10 / L'apatite.....	138
IV-1.4 / Conclusion de l'étude pétrographique et minéralogique.....	140
IV-2 / Géochimie.....	149
IV-2.1 / Caractérisation chimique des leucogranites.....	149
IV-2.2 / Comportement des éléments majeurs dans les différents faciès.....	149
IV-2.3 / Comportement des éléments en traces dans les différents faciès.....	153

IV-2.4 / Spectres d'éléments terres rares.....	159
IV-2.5 / Cadre géodynamique.....	160
IV-2.6 / Conclusion de l'étude géochimique.....	162
IV-3 / Conditions de cristallisation.....	164
IV-4 / Conclusion générale de l'étude des granitoïdes de la suite Urucum.....	169
Chapitre V: Les pegmatites à éléments rares.....	171
V-1 / Introduction.....	173
V-2 / Brève description de certains corps pegmatitiques de la région du Rio Doce.....	173
V-2.1 / Considérations générales.....	173
V-2.2 / Structure interne et minéralogie.....	175
V-3 / Données minéralogiques.....	177
V-3.1 / Muscovites et feldspaths.....	177
V-3.2 / Grenats et tourmalines.....	181
V-4 / Phénomènes métasomatiques pegmatite-encaissante.....	181
V-5 / L'affinité des pegmatites.....	183
V-6 / Approche des conditions physiques de cristallisation des pegmatites.....	184
V-7 / Conclusion de l'étude des pegmatites.....	187
Chapitre VI: Géochimie isotopique.....	189
VI-1 / Etude isotopique U-Pb sur zircons et monazites.....	191
VI-1.1 / Introduction.....	191
VI-1.2 / Résultats.....	191
VI-1.3 / La datation des monazites à la microsonde.....	193
VI-2 / L'étude isotopique Rb-Sr et Sm-Nd.....	197
VI-2.1 / Suite Galiléia.....	197
VI-2.2 / Suite Urucum.....	201
VI-3 / Discussion.....	202
Chapitre VII: Comparaison avec d'autres suites granitiques de la ceinture Atlantique et discussion.....	207
VII-1 / Les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum.....	209
VII-2 / Comparaison avec d'autres granitoïdes de la ceinture Atlantique.....	211
VII-3 / Discussion.....	213
Chapitre VIII: Conclusions générales.....	217
Références bibliographiques.....	221

LISTE DE FIGURES

Chapitre I

Figure I-1: Carte de localisation de la région étudiée à l'est de l'état de Minas Gerais, Brésil.....	4
---	---

Chapitre II

Figure II-1: Localisation de la région étudiée dans la ceinture de cisaillement Atlantique, est du craton São Francisco.....	10
Figure II-2: Carte géologique de la région du Rio Doce avec la position des profils géologiques exécutés.....	13
Figure II-3: Coupes géologiques exécutées dans la région du Rio Doce et les diagrammes stéréographiques associés.....	21
Figure II-4: Structures observées dans les roches du Domaine Ouest et Est.....	23
Figure II-5: Carte géologique de la région de Galiléia - Conselheiro Pena.....	25
Figure II-6: Diagramme stéréographique et structures observées dans le schiste de la Formation São Tomé.....	26
Figure II-7: Structures observées dans les granitoïdes de la suite Galiléia.....	28
Figure II-8: Structures observées dans les granitoïdes de la suite Urucum.....	30
Figure II-9: Styles structuraux observés dans les pegmatites de la région de Conselheiro Pena - Galiléia.....	31

Chapitre III

Figure III-1-1: Classification des amphiboles des différents faciès de la suite Galiléia.....	56
Figure III-1-2: Diagrammes MgO (A) et TiO ₂ (B) de la roche hôte en fonction du <i>mg</i> (100*Mg/Mg+Fe) des amphiboles des granitoïdes de la suite Galiléia.....	57
Figure III-1-3: Diagramme <i>mg</i> versus Al ^{VI} (A), (Na+K) _A versus Al ^{IV} (B) et <i>mg</i> versus TiO ₂ (C), et des amphiboles de la suite Galiléia.....	58
Figure III-1-4: Classification des biotites des granitoïdes de la suite Galiléia.....	61
Figure III-1-5: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et des biotites représentatives de certaines suites calco-alcalines de la littérature dans le diagramme ternaire MgO-FeO-Al ₂ O ₃ de Nockolds (1947).....	61
Figure III-1-6: Evolution du rapport <i>mg</i> par rapport aux teneurs en MgO (A) et Al ₂ O ₃ (B) de la roche.....	62
Figure III-1-7: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et de certaines biotites des granitoïdes calco-alcalins dans le diagramme <i>mg</i> versus Ti.....	63
Figure III-1-8: Caractère primaire ou secondaire des biotites des granitoïdes Galiléia dans le diagramme 10TiO ₂ -FeO+MnO-MgO.....	63
Figure III-1-9: Position des biotites des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes typologiques MgO versus Al ₂ O ₃ (A) et FeO versus Al ₂ O ₃ (B).....	64
Figure III-1-10: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et de certaines biotites des granitoïdes calco-alcalins dans le diagramme MgO-FeO ^{total} -Al ₂ O ₃	65
Figure III-1-11: Zonation de la composition de différents cristaux de plagioclase des granitoïdes de la suite Galiléia.....	66
Figure III-1-12: Position des grenats des granitoïdes Galiléia et de certains grenats calciques de la littérature dans les diagrammes triangulaires Ca-Mg-Fe ²⁺ et Mn-Mg-Fe ²⁺	70
Figure III-1-13: Compositions (Ca, Fe ²⁺ , Mn et <i>mg</i>) des grenats des granitoïdes Galiléia en fonction de la teneur en CaO de la roche totale.....	71
Figure III-1-14: Zonation du MnO et du FeO dans un cristal de grenat de la granodiorite (MD61) de la suite Galiléia.....	72
Figure III-1-15: Diagramme typologique des zircons du faciès granodioritique de la suite Galiléia.....	75

Figure III-1-16: Position des zircons de la suite Galiléia dans le diagramme triangulaire Zr-Hf*50-Th*1000.....	76
Figure III-1-17: Zonation du rapport Zr/Hf (A) et du P, Y, Th et U (B) dans un cristal de zircon de la granodiorite (MD03A) de la suite Galiléia.....	77
Figure III-1-18: Position des zircons des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme Y_2O_3 en fonction de HfO_2 (Pupin, 1992).....	77
Figure III-1-19: Importance de la substitution $Ca \rightarrow ETR$ dans les allanites des granodiorites et granites de la suite Galiléia.....	79
Figure III-2-1: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme A/CNK <i>versus</i> A/NK en moles.....	93
Figure III-2-2: Diagramme Q <i>versus</i> P de classification chimique de Debon & Le Fort (1983) pour les granitoïdes de la suite Galiléia.....	94
Figure III-2-3: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme $FeO^*-Na_2O+K_2O-MgO$ (Irvine & Baragar, 1971) (A) et dans le diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$ (Besson & Fonteilles, 1974)(B).....	95
Figure III-2-4: Position des différents faciès de la suite Galiléia dans les diagrammes TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MnO , P_2O_5 , SiO_2 , Na_2O et K_2O en fonction du MgO (indice de différenciation).....	97
Figure III-2-5: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes FMMT ($Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2$) <i>versus</i> CaO/K_2O (A), CaO <i>versus</i> Na_2O/K_2O (B) et CaO <i>versus</i> CaO/K_2O (C).....	99
Figure III-2-6: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes Co, V, Sc, Zn, Ga et Ni en fonction du MgO	100
Figure III-2-7: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes Rb/20-Ba/Sr-FMMT (A) et $K_2O-(Ga/Li)/10$ -FMMT (B).....	101
Figure III-2-8: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes Zr/10-Nb-Y, FMMT-MnO*100-Y, FMMT*5-Nb-Y et Zr/10-Pb-FMMT.....	102
Figure III-2-9: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme $(Th/Zr)*100-ETR/30$ -FMMT, Th-ETR/10-FMMT et Th-ETR légère-FMMT.....	103
Figure III-2-10: Spectres d'éléments terres rares normalisés par rapport à la tonalite MD 14A, la roche la moins évoluée de la suite Galiléia.....	105
Figure III-2-11: Spectres d'éléments terres rares, normalisés par rapport aux valeurs des chondrites de Boynton (1984), de certains échantillons représentatifs de la suite Galiléia.....	106
Figure III-2-12: Position des granitoïdes Galiléia dans les diagrammes tectoniques Rb en fonction de la somme (Y+Nb) de Pearce <i>et al.</i> (1984) (A) et R1 <i>versus</i> R2 de Batchelor & Bowden (1985)(B).....	106
Figure III-2-13: Aracnogramme de certains échantillons de la suite Galiléia normalisés par rapport au ORG (Pearce <i>et al.</i> , 1984).....	107
Figure III-3-1: Températures de cristallisation pour les granitoïdes de la suite Galiléia basé sur les teneurs en Zr de la roche (Watson & Harrison, 1983 et 1984).....	108
Figure III-3-2: Utilisation du géothermomètre basé sur la solubilité de l'apatite (Harrison & Watson, 1984) pour les granitoïdes de la suite Galiléia.....	109

Chapitre IV

Figure IV-1-1: Classification des biotites des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Al^{IV} en fonction du rapport XFe.....	118
Figure IV-1-2: Evolution du rapport <i>mg</i> des biotites en fonction des teneurs en MgO de la roche.....	119
Figure IV-1-3: Position des biotites des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme $10*TiO_2-FeO+MnO-MgO$ (Nachit, 1986).....	119

Figure IV-1-4: Position des biotites de la suite Urucum dans le diagramme MgO-FeO-Al ₂ O ₃ de Nockolds (1947).....	120
Figure IV-1-5: Position des biotites de la suite Urucum dans les diagrammes typologiques MgO versus Al ₂ O ₃ (A) et FeO versus Al ₂ O ₃ (B).....	120
Figure IV-1-6: Position des biotites des granitoïdes Urucum dans le diagramme MgO-FeO ^{total} -Al ₂ O ₃	121
Figure IV-1-7: Position des muscovites des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes Ti-Mg-Na (A) et Ti-Fe ²⁺ -Mg (B) (Miller <i>et al.</i> , 1981).....	124
Figure IV-1-8: Position des muscovites des granites de la suite Urucum dans les diagrammes Fe ²⁺ +Mg+Mn en fonction du Al ^{total} (A) et en fonction du Si (B).....	125
Figure IV-1-9: Distribution du XFe des couples biotite-muscovite des leucogranites du faciès Palmital et du faciès Urucum de la suite Urucum.....	125
Figure IV-1-10: Classification des plagioclases des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Or-Ab-An.....	126
Figure IV-1-11: Position des grenats des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Ca-Mg-Fe ²⁺ (A) et dans le diagramme Mn-Mg-Fe ²⁺ (B).....	129
Figure IV-1-12: Diagramme R ⁺ +R ²⁺ versus R ³⁺ montrant deux substitutions identifiées dans les tourmalines étudiées.....	132
Figure IV-1-13: Evolution des compositions des tourmalines des granitoïdes de la suite Urucum.....	132
Figure IV-1-14: Position des tourmalines du faciès à tourmaline et du faciès granite pegmatitique dans le diagramme Al-Fe-Mg (A) et Ca-Fe-Mg (B) de Henry & Guidotti (1985).....	133
Figure IV-1-15: Diagrammes Th+U versus Ca+Si (A), ETR versus Ca (B) et La-Y-Th (C) montrant l'évolution des monazites de la suite Urucum.....	135
Figure IV-1-16: Diagramme typologique des zircons du faciès à grain moyen à grossier (Palmital) de la suite Urucum.....	136
Figure IV-1-17: Les différents rapports Zr/Hf des zircons probablement hérités (Zr/Hf > 30) et des zircons de la phase magmatique (Zr/Hf < 30) des granitoïdes des faciès Urucum et Palmital.....	138
Figure IV-1-18: Zonation de composition observée dans un cristal de zircon du granite Palmital (MD07) de la suite Urucum.....	139
Figure IV-1-19: Position des zircons des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Y ₂ O ₃ en fonction de HfO ₂ (Pupin, 1992).....	139
Figure IV-2-1: Diagramme Q versus P de classification chimique de Debon & Le fort (1983) pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	150
Figure IV-2-2: Position des différents faciès de la suite Urucum dans le diagramme A versus B de Debon & le Fort (1983).....	150
Figure IV-2-3: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme A/CNK versus A/NK en moles.....	150
Figure IV-2-4: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes SiO ₂ et Fe ₂ O ₃ ^T en fonction de FMMT (indice de différenciation).....	151
Figure IV-2-5: Diagrammes Al ₂ O ₃ -CaO-FMMT, P ₂ O ₅ -CaO-FMMT, MnO/(MnO+Fe ₂ O ₃ ^T) en fonction du MgO et (Na ₂ O+K ₂ O)-Fe ₂ O ₃ ^T -MgO pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	152
Figure IV-2-6: Comparaison dans un diagramme Na ₂ O en fonction du K ₂ O des granitoïdes de la suite Urucum avec les granites du type "S" et les leucogranites du Manaslu (Himalaya).....	153
Figure IV-2-7: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes Co, V, Zn, Ga, Ni et Cr en fonction de la somme FMMT.....	154
Figure IV-2-8: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Al ₂ O ₃ -Ba/Sr-FMMT*10 montrant l'importance du fractionnement du plagioclase.....	155

Figure IV-2-9: Diagrammes Th en fonction du FMMT (A) et Th/U en fonction du La (B) pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	155
Figure IV-2-10: Diagrammes Zr en fonction de la somme FMMT (A) et U en fonction du Zr (B) pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	156
Figure IV-2-11: Diagramme ternaire Zr/10-Y-MnO*100 pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	157
Figure IV-2-12: Diagrammes La en fonction du Th (A) et la corrélation positive entre les ETR et le FMMT (B).....	158
Figure IV-2-13: Diagramme Zr en fonction du Yb (A) et Eu/Eu* en fonction du Sr (B).....	158
Figure IV-2-14: Spectres normalisés par rapport aux chondrites (A)(Boynton, 1984) et par rapport à la moyenne de la croûte continentale supérieure (B)(Taylor & McLennan, 1981).....	160
Figure IV-2-15: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes tectoniques R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985), Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris <i>et al</i> , 1986) et Y/44-Rb/100-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis, 1990).....	161
Figure IV-2-16: Aracnogramme des différents faciès de la suite Urucum normalisés par rapport aux ORG de Pearce <i>et al</i> . (1984).....	162
Figure IV-3-1: Estimation de la température de cristallisation des granitoïdes de la suite Urucum sur la base de la saturation en Zr (Watson & Harrison, 1983 et 1984).....	164
Figure IV-3-2: Estimation de la température de cristallisation des granitoïdes de la suite Urucum basée sur les teneurs en éléments terres rares (Montel, 1986 et 1993).....	165
Figure IV-3-3: Position des granites de la suite Urucum dans le diagramme P ₂ O ₅ en fonction du SiO ₂ (Harrison & Watson, 1984).....	166
Figure IV-3-4: Application du géothermomètre proposée par Monier & Robert (1986) pour les biotites et muscovites de la suite Urucum.....	166
Figure IV-3-5: Estimation de la fugacité d'oxygène à partir du rapport XFe des biotites de la suite Urucum en assumant le tampon NNO.....	168

Chapitre V

Figure V-1 : Position des muscovites des pegmatites de la région de Conselheiro Pena- Galiléia dans les diagrammes Ti-Mg-Na (A) et Ti-Fe-Mg (B)(Miller <i>et al</i> ., 1981).....	178
Figure V-2: Diagrammes log Rb en fonction du log Cs (A) et log K/Cs en fonction du Cs (B) pour les muscovites et les feldspaths des pegmatites, pour les feldspaths et muscovites de la suite Urucum et pour les granites.....	178
Figure V-3: Diagramme log K/Rb en fonction du log Cs, Sn, Zn, Li, Ta et Be montrant le fractionnement des muscovites de certaines pegmatites de la région de Conselheiro Pena - Galiléia.....	179
Figure V-4: Fractionnement du Li dans les feldspaths de quelques pegmatites de la région de Conselheiro Pena - Galiléia.....	180
Figure V-5: Position des grenats des pegmatites et des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme (MnO+CaO) en fonction de (FeO+MgO) proposé par Baldwin & Knorring (1983).....	181
Figure V-6: Position des tourmalines des pegmatites dans le diagramme Mg en fonction de Fe ²⁺ (A) et dans le diagramme Al-Fe-Mg (B) de Henry & Guidotti (1985).....	182
Figure V-7: Estimation des conditions de cristallisation des pegmatites étudiées.....	185

Chapitre VI

Figure VI-1: Diagramme Concordia pour les zircons de la suite Galiléia (granodiorite MD03A1).....	193
Figure VI-2: Diagrammes Concordia pour les zircons et monazites de la suite Urucum (MD07.2 et MD41A).....	194

Figure VI-3 : Histogrammes des âges obtenus pour les monazites (méthode de datation à la microsonde) de la suite Urucum.....	196
Figure VI-4: Diagramme du rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ en fonction du MgO pour les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum.....	197
Figure VI-5: Diagrammes isochroniques Rb-Sr pour les granitoïdes de la suite Galiléia.....	200
Figure VI-6: Diagrammes montrant la variation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du MgO, MnO, CaO et Y pour les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum.....	201
Figure VI-7: Diagrammes isochroniques Rb-Sr pour les granitoïdes de la suite Urucum.....	203

LISTE DE TABLEAUX

Chapitre II

Tableau II-1: Différentes colonnes stratigraphiques proposées pour le précambrien de la région du Rio Doce.....	12
Tableau II-2: Principales données Rb-Sr dans les différentes roches de la région est de l'état de Minas Gerais.....	14
Tableau II-3: Principales données K-Ar dans les minéraux des granitoïdes et gneiss de la région est de l'état de Minas Gerais.....	14
Tableau II-4: Résumé des principales structures et de la cinématique des domaines étudiés.....	33

Chapitre III

Tableau III-1-1: Compositions modales de certains échantillons représentatifs des différents faciès de la suite Galiléia.....	49
Tableau III-1-2: Compositions chimiques représentatives des amphiboles des différents faciès de la suite Galiléia.....	55
Tableau III-1-3: Compositions chimiques représentatives des biotites des différents faciès de la suite Galiléia.....	60
Tableau III-1-4: Compositions cationiques moyennes des biotites des couples roche hôte-enclave des granitoïdes de la suite Galiléia.....	62
Tableau III-1-5: Les intervalles de teneurs en anorthite observés dans les plagioclases des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.....	67
Tableau III-1-6: Compositions chimiques représentatives des grenats des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.....	69
Tableau III-1-7: Compositions chimiques des zircons des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.....	75
Tableau III-1-8: Compositions chimiques des epidotes d'une granodiorite, d'un granite et d'une enclave de la suite Galiléia.....	79
Tableau III-1-9: Compositions chimiques des allanites des faciès granodioritique et granitique des granitoïdes de la suite Galiléia.....	80
Tableau III-1-10: Compositions chimiques représentatives des sphènes des couples granodiorite-enclave de la suite Galiléia et du schiste de la formation São Tomé.....	81
Tableau III-3-1: Estimation des températures de cristallisation basée sur la teneur en Zr des granitoïdes de la suite Galiléia.....	108
Tableau III-3-2: Moyennes des pressions de cristallisation obtenues pour les hornblendes des différents faciès de la suite Galiléia.....	110

Chapitre IV

Tableau IV-1-1: Compositions modales de certains échantillons représentatifs des différents faciès de la suite Urucum.....	115
Tableau IV-1-2: Compositions représentatives des biotites des leucogranites de la suite Urucum.....	118
Tableau IV-1-3: Compositions moyennes des pôles des muscovites dans les différents faciès des leucogranites de la suite Urucum.....	122
Tableau IV-1-4: Compositions représentatives des muscovites des leucogranites de la suite Urucum.....	123
Tableau IV-1-5: Compositions représentatives des grenats des leucogranites de la suite Urucum.....	128
Tableau IV-1-6: Compositions représentatives des tourmalines des granites à tourmaline de la suite Urucum et du schiste de la formation São Tomé.....	130

Tableau IV-1-7: Compositions chimiques représentatives des monazites des granites Urucum et des granites Palmital de la suite Urucum.....	134
Tableau IV-1-8: Compositions chimiques représentatives des zircons des leucogranites de la suite Urucum.....	137
Tableau IV-3-1: Estimation de la température de saturation en Zr pour les différents faciès de la suite Urucum.....	164

Chapitre VI

Tableau VI-1: Données isotopiques U-Pb sur les zircons de la suite Galiléia et sur les zircons et les monazites de la suite Urucum.....	192
Tableau VI-2: Données isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des granitoïdes de la suite Galiléia et des leucogranites de la suite Urucum.....	198

LISTE DE PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Chapitre II

Planche 1.....39

Photo A: Plis fermé d'axe N°5E/5° dans le gneiss grenatifère (complexe Piedade) fortement folié de l'affleurement MD08.

Photo B: Structures S-C indiquant un mouvement avec une composante décrochante dextre dans les micaschistes (formation São Tomé) riches en niveaux de quartz (affleurement MD06).

Photo C et D: Plis en "Z" matérialisé par des filons de quartz d'épaisseur centimétrique dans l'affleurement MD49 (C) et MD5 (D).

Photo E: Détail d'une faille normale dans les schistes de la formation São Tomé (affleurement MD5).

Photo F: Microplissements dans le micaschiste São Tomé.

Planche 2.....41

Photo A: Affleurement (MD03; carrière) représentant le faciès granodioritique de la suite Galiléia.

Photo B: Détail d'une enclave magmatique allongée dans l'affleurement MD03.

Photo C: Détail d'une enclave de l'affleurement MD03 montrant la présence nette de la foliation à l'état solide.

Photo D: Deux types d'enclaves magmatiques observées dans l'affleurement MD61A (carrière de Barra do Cuité).

Photo E: Présence d'une enclave magmatique et d'un xénolithe de roche gneissique dans le granodiorite de la suite Galiléia (MD61).

Photo F: Structures concentriques indiquant probablement mouvements magmatiques dans le tonalite du faciès tonalite Itatiaia (affleurement MD14) de la suite Galiléia.

Planche 3.....43

Photo A: Foliation à l'état solide parallèle à la foliation magmatique (disposition des mégafeldspaths potassiques) dans le faciès Urucum de la suite leucogranitique Urucum (affleurement MD41).

Photo B: Structures S-C indiquant des mouvements décrochants dextres dans les leucogranites déformés du faciès Palmital de la suite Urucum (MD07).

Photo C: Plis en "S" représentant localement des mouvements senestres dans le leucogranite du faciès Urucum (MD41).

Photo D: Cristal de mégafeldspath potassique déformé (sigmoïdal) au sein d'autres cristaux automorphes.

Photo E: Niveau microgranitique (riche en monazite) observé dans l'affleurement MD41 du faciès Urucum.

Photo F: Xénolithe du micaschiste à biotite et grenat de la formation São Tomé à l'intérieur du leucogranite à mégafeldspath potassique de la suite Urucum (affleurement MD50).

Planche 4.....45

Photo A: Filon pegmatitique (8 cms d'épaisseur) plié intrusif dans le micaschiste de la formation São Tomé.

Photo B: Région de la charnière d'un plis fermé d'une pegmatite (2 m d'épaisseur) proche de l'affleurement MD50.

Photo C: Pegmatite sub-v verticale (riche en tourmaline noire) intrusive dans le leucogranite déformé du faciès Palmital (MD07).

Photo D: Pegmatite interceptée par la foliation de cisaillement (MD19).

Photo E: Faille normale interceptant une pegmatite de l'affleurement MD05.

Photo F: Boudinage d'une pegmatite (3,5 mètres d'épaisseur) intrusive dans le micaschiste de la formation São Tomé (affleurement MD06).

Chapitre III

Planche 5.....85

Photo A: Plagioclase zoné avec un coeur corrodé de composition assez calcique (~An78) dans la granodiorite MD12.

Photos B et C: Détail du coeur corrodé de cristaux de plagioclase de la granodiorite MD69.

Photos D, E et F: Plagioclases avec zonation oscillatoire dans les enclaves de l'affleurement MD61.

Planche 6.....87

Photo A: Détail de la texture microgrenue d'une enclave de l'affleurement MD61.

Photo B: Agrégat de cristaux d'amphibole dans une enclave de la tonalo-granodiorite MD62.

Photo C: Partie d'une ocelle de quartz identifiée dans une enclave de la granodiorite MD61.

Photo D: Grenat de composition almandin-grossulaire dans une enclave de la granodiorite MD61.

Photo E: Grenat de composition almandin-grossulaire au contact de la granodiorite MD61 (région droite inférieur de la photo) avec une enclave (région gauche supérieur).

Photo F: Apatites aciculaires en inclusion dans le plagioclase d'une enclave de la granodiorite MD61.

Planche 7.....89

Photo A: Cristal d'amphibole sub-automorphe avec des inclusions d'ilménite et de quartz dans la Tonalite Itatiaia de l'affleurement MD14.

Photo B: Détail du contact net entre la biotite et le grenat indiquant une probable cristallisation en équilibre de ces minéraux dans la Tonalite Itatiaia MD14.

Photo C: Recristallisation dynamique du microcline (polygones) dans la granodiorite de l'affleurement MD12.

Photo D: Détail d'un cristal de sphène dans une enclave de la granodiorite MD61.

Photo E: Détail d'un cristal d'épidote considéré comme magmatique entre des cristaux de biotite dans la granodiorite MD69.

Photo F: Détail d'un cristal d'allanite enrobée par l'épidote et la présence de fractures de dilatation.

Planche 8.....91

Photo A: Exemple de zircon (interprété comme du type S24; Pupin, 1976) formé en profondeur sous des températures élevées (850°C) dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03).

Photo B: Exemple de zircon (interprété comme du type S1-S2; Pupin, 1976) formé sous des conditions de températures plus faibles (650°C) et dans un environnement plus alumineux dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03).

Photo C: Exemple de zircon (interprété comme du type P1; Pupin, 1976) formé sous des températures relativement faibles (environ 650°C) dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03).

Photos D et E: Exemples de zonation oscillatoire observée dans les zircons de la granodiorite de la suite Galiléia.

Chapitre IV

Planche 9.....143

Photo A: Cristal de plagioclase (oligoclase) en inclusion dans le feldspath potassique dans le leucogranite du faciès Urucum (MD23).

Photo B: Détail d'un cristal de plagioclase avec des inclusions de muscovite secondaires orientées selon les plans de clivage (CP5; faciès à tourmaline).

Photo C: Cristaux de muscovite primaire dans le leucogranite du faciès Urucum (MD41).

Photo D: Cristaux de biotite en inclusion dans la muscovite. Ceci peut être considéré comme une évidence locale (faciès à tourmaline, CP5) de la cristallisation de la muscovite aux dépens de la biotite.

Photo E: Recristallisation dynamique du quartz et du microcline dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07).

Photo F: Microclinisation du plagioclase dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07).

Planche 10.....145

Photo A: Myrmékites dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07).

Photo B: Inclusions de zircons et monazites disposées de manière concentrique dans un cristal de biotite.

Photo C: Tourmaline dans les leucogranites à tourmaline de la suite Urucum (CP5).

Photo D: Cristal de tourmaline zoné (coeur bleuâtre et bordure verte-jeunâtre) dans le faciès pegmatitique de la suite Urucum.

Photo E: Monazites en inclusion dans la biotite des granites du faciès Urucum (MD41).

Photo F: Section basale d'une apatite (faciès Urucum, MD35). Observer les inclusions de zircon disposées de manière concentrique.

Planche 11.....147

Photos A et B: Exemples de zircons montrant un coeur hérité (zone gauche inférieure des photos) probablement du type G (Pupin, 1976) et une surcroissance magmatique (zone droite supérieure des photos) du type L1-S1.

Photo C: Zircon du faciès Palmital (MD07) montrant un coeur hérité ($Zr/Hf=54.8$) et une surcroissance ($Zr/Hf=24.6$) riches en oxydes d'uranium (points blancs sur l'image; jusqu'à 55% de UO_2).

Photo D: Zircon du faciès Palmital (MD07) montrant un coeur hérité ($Zr/Hf=43.5$) et une surcroissance magmatique ($Zr/Hf=21.5$).

Photo E: Zircon du faciès Palmital (MD07) montrant un coeur hérité ($Zr/Hf=51$) et une surcroissance magmatique ($Zr/Hf=16.8$).

Photo F: Cristal de monazite avec des inclusions de zircon dans les leucogranites du faciès Palmital de la suite Urucum (MD07).

PROCURA

Armei-me de coragem
E dei um adeus à meia voz.
Parti em qualquer direção:
Para o sul, para o norte,
À procura de um ideal.

Não me evadi, mas por ninguém fui visto.
Desejei me livrar de mim mesmo,
Numa viagem para a terra dos mitos.
Deixei suspiros soltos no vento
E deixei também pegadas no ar, mas não endereço.

Ganhei a planície e a montanha
Atravessando campo e paludes,
Onde busquei o ouro das Gerais.
De pedra em pedra,
Construí meu caminho.

Não venho, nem vou,
Onde estou, não sei.
O meu rosto, não vi mais.
Sozinho, nada falava
Pois ninguém me ouvia.

Sem morada e só no tempo sem data,
Tanto faz o dia, tanto faz a noite.
Quem quiser me ver, olha para a sombra.
Quem quiser me lembrar,
Ouça o canto dos pássaros e o riacho murmurante...

Hermínio Arias Nalini, mon père, 1985

Chapitre I

Introduction

Générale

I-1 / Introduction

Parmi les chaînes protérozoïques associées au cycle orogénique Brasiliano (900-500 Ma), celle de la ceinture Atlantique, dans le nord de la province Mantiqueira (région du Rio Doce, Etat de Minas Gerais) reste relativement mal connue. On peut noter dans cette région la rareté des travaux de détail, l'absence de données structurales, géochimiques et géochronologiques systématiques et le manque d'informations sur le métamorphisme. Par conséquent, certains aspects les plus élémentaires tels que la structuration géométrique et cinématique de la région, les principales limites chronologiques et spatiales et la caractérisation des différentes intrusions de granitoïdes ne sont toujours pas définis.

Ce mémoire a comme objectif principal de contribuer à la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique de deux importantes suites granitiques associées au cycle orogénique Brasiliano: la suite Galiléia et la suite Urucum. Une étude préliminaire du contexte tectonique régional, la caractérisation géochronologique de ces granites et l'analyse des relations génétiques entre les granites et les pegmatites à éléments rares, largement présents dans la région, complètent notre travail.

La démarche utilisée pour développer le travail de thèse comporte cinq étapes principales:

- 1- Les études de terrain. Elles ont pour objet l'amélioration de la cartographie, l'exécution de l'échantillonnage des différentes roches granitiques et l'obtention de données structurales aussi bien dans les granites que dans les schistes et gneiss encaissants;
- 2- Les interprétations de photographies aériennes et des images de satellite. Ceci nous a permis de mieux comprendre la distribution spatiale des mégastructures et des différents plutons granitiques;
- 3- L'analyse structurale géométrique et, dans la mesure du possible, la caractérisation cinématique des roches granitiques et de leurs encaissants;
- 4- La caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des différents faciès granitiques identifiés;
- 5- L'étude isotopique U-Pb sur zircons et monazites, Rb-Sr et Sm-Nd de certains échantillons représentatifs des deux suites. Ceci nous a permis de positionner ces roches dans l'évolution chronologique du magmatisme de la région.

Finalement, ce travail s'inscrit dans le cadre de l'étude d'une partie importante de la province pegmatitique orientale du Brésil, ce qui nous a conduit à exécuter une étude préliminaire de la minéralogie et de la structure (structure interne et externe) de certains corps pegmatitiques à éléments rares. Nous avons étudié également les relations entre ces pegmatites et les granites de la région.

I-2 / Cadre géographique

La région d'étude se situe dans le sud-est du Brésil, à l'est de l'état de Minas Gerais, près de la frontière avec l'état de l'Espírito Santo (figure I-1). Elle correspond à la région du Médio Rio Doce.

Notre zone de travail comprend principalement les villes de Galiléia, Conselheiro Pena et Resplendor.

L'accès à la région se fait à partir de la ville de Belo Horizonte par la route BR262 jusqu'à l'est de João Monlevade, puis par la route BR381 jusqu'à la ville de Governador Valadares. Ensuite, il faut prendre la route MG259, en direction au sud-est, jusqu'à la ville de Galiléia.

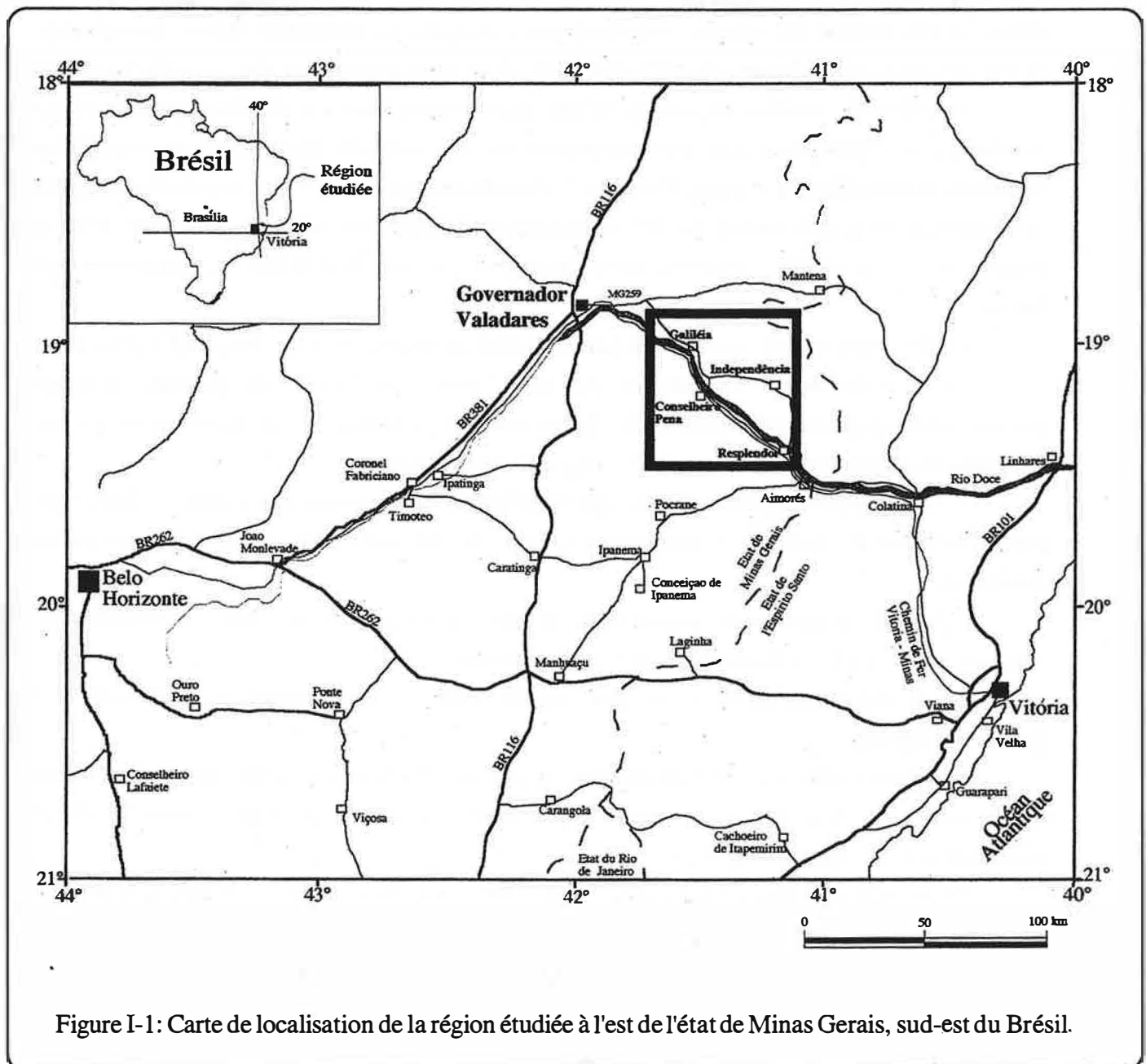


Figure I-1: Carte de localisation de la région étudiée à l'est de l'état de Minas Gerais, sud-est du Brésil.

I-3 / Aperçu sur l'environnement

I-3.1 / Climat

La région du Rio Doce est caractérisée par un régime climatique tropical avec des températures moyennes allant de 24°C à 35°C. Deux saisons sont bien représentées: une saison de sécheresse entre mars et septembre et une autre pluvieuse entre octobre et février. En raison des pluies diluviennes, les travaux de terrain sont assez difficiles entre les mois de décembre et février.

I-3.2 / Végétation

Jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle, une forêt tropicale luxuriante dominait la région. A partir du XX^{ème} siècle, à cause de l'exploitation du bois et de la fertilité des terres proches de la vallée du Rio Doce, la forêt a été dévastée. Aujourd'hui, la végétation est représentée par le "Cerrado" (dénomination populaire brésilienne), association phytologique caractérisée par des arbres de petite taille, isolés ou groupés, et par des graminées. Il ne reste que des îlots de forêt tropicale dans les vallées de drainage.

I-3.3 / Relief et Drainage

Trois cycles d'érosion ont été reconnus par Barbosa *et al.* (1964): Sud-Américain, Velhas et Paraguaçu. Le cycle d'érosion Sud-Américain est représenté par des crêtes à 700-800 mètres environ donnant parfois des montagnes avec formes allongées. Localement, elles sont délimitées par des failles et des fractures. Le cycle Velhas est caractérisé par des montagnes en forme de "pain de sucre" (400-600 m). Le cycle Paraguaçu comprend des montagnes formées par des schistes (300 m) et des terrains alluvionnaires (80-120 mètres) liés au bassin du Rio Doce.

Un certain nombre de localités peuvent être distinguées par des altitudes plus élevées: Serra da Carranca, Serra do Urucum, Serra do Boiadeiro, Serra da Queiroga, Serra do João Pinto Pequeno, Serra Córrego Alegre, Serra do Limoeiro et Serra da Piorra. (Annexe 09).

D'une façon générale, les drainages sont dendritiques (arborescents). Localement, ils sont contrôlés par des failles et des fractures ou ils se placent entre des plutons voisins et encaissés dans les schistes. Le Rio Doce est le principal cours d'eau de la région. Il semble montrer un fort contrôle structural par des failles et/ou fractures.

I-3.4 / Histoire et Population

Selon Barbosa (1944), la première référence à la région du Rio Doce a été trouvée dans le Traité Descriptif du Brésil qui a été rédigé par le chroniqueur Gabriel Soares de Souza en 1587. Il a décrit l'expédition de Sebastião Fernando Tourinho du littoral atlantique jusqu'à l'actuelle région de Governador Valadares. Grâce aux informations des indiens, il a pu répertorier les zones de pierres précieuses.

Le bassin du Rio Doce a été l'un des premiers à être découvert. Entre la fin du XVI^{ème} siècle et le début du XVII^{ème} siècle plusieurs expéditions ont été entreprises dans le bassin du Rio Doce, dont celle du célèbre explorateur Domingos Paes Leme. Ce dernier a été responsable de plusieurs "bandeiras" (nom utilisé pendant le XVI^{ème} et XVII^{ème} siècle pour désigner les expéditions à l'intérieur du pays). Une autre expédition importante a été réalisée au début du XIX^{ème} siècle par le Prince Maximilian Zu Neu qui a démontré les difficultés d'exploration en raison de la présence des indiens "Botocudos", réputés anthropophages.

Au début du siècle, à cause de la fertilité des terres et de l'exploitation du bois, plusieurs immigrants, originaires du nord de l'état de Minas Gerais et du sud de l'état de Bahia, se sont installés dans la région. Le développement de la région a ensuite été stimulé par la construction du Chemin de Fer Vitória-Minas qui suit le Rio Doce. Actuellement, les principales activités économiques sont l'exploitation minière des pegmatites et des granites, l'agriculture et l'élevage de subsistance. L'exploitation minière se fait de façon rudimentaire avec le développement anarchique des "garimpos" et des décharges.

I-4 / Rappel général sur les travaux géologiques antérieurs dans la région

A part quelques communications géologiques sur l'exploitation de micas (Rabello, 1943; Barbosa, 1944; Pecora *et al.*, 1949), sur l'occurrence de gemmes dans les pegmatites (Scorza, 1944) et sur la présence de nouvelles espèces minérales (Lindberg *et al.*, 1953; Lindberg & Murata, 1953, Lindberg & Pecora, 1955 et 1958 et Lindberg, 1958), le premier travail géologique régional important dans le domaine de la vallée du Rio Doce a été entrepris par Barbosa *et al.* (1964). Ces auteurs, dans le cadre d'un programme de cartographie géologique (1:40000) de la Divisão de Geologia do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) et de l'entreprise Geologia e Sondagens Ltda (Geosol), ont amélioré de manière significative la connaissance géologique de la région de Galiléia et Conselheiro Pena.

Une dizaine d'années plus tard, l'entreprise Metamig a développé un programme d'étude des pegmatites de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Projeto Pegmatitos). Les résultats de ces études peuvent être consultés dans Fanton *et al.* (1978), Moura *et al.* (1978a et b), Issa Filho *et al.* (1980) et dans les rapports internes de la Metamig.

La minéralogie (surtout les phosphates) des corps de substitution de certaines pegmatites de la région de Galiléia a été étudiée par Correia Neves *et al.* (1980), Cassedanne & Cassedanne (1981) et Cassedanne (1986).

Finalement, la région a été englobée dans les travaux cartographiques régionaux (1:250000) exécutés dans le cadre du le Projeto Jequitinhonha (Fontes *et al.*, 1978), du Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Silva *et al.*, 1978) et du Projeto Radambrasil (Silva *et al.*, 1987).

Chapitre II

Contexte

Géologique

II-1 / Position géotectonique et cycles orogéniques

La région étudiée est localisée à l'est du craton São Francisco, dans le bouclier Atlantique (Almeida, 1976, 1977 et 1981; Shobbenhaus *et al.*, 1984). Cette région fait partie de la portion centre-septentrionale de la ceinture Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), de la ceinture Paraíba (Cordani *et al.*, 1968) et de la province structurale Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), ce qui représente la zone nord (figure II-1) de la ceinture de cisaillement Atlantique (Machado & Endo, 1993a).

D'une façon générale, le bouclier Atlantique a été affecté par deux cycles orogéniques principaux: le cycle Transamazônico et le cycle Brasiliano.

Le cycle **Transamazônico** (2200~1800 Ma) représente un groupe d'événements tectono-magmatiques qui ont eu lieu principalement pendant la fin du Protérozoïque inférieur (Brito Neves *et al.*, 1980; Brito Neves & Cordani, 1991). Il a affecté les terrains d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur de la région. Un plutonisme acide et intermédiaire semble accompagner cette orogénèse.

Le cycle **Brasiliano** (900~500 Ma) est l'équivalent brésilien de l'événement Panafricain. Il a joué un rôle fondamental dans l'histoire géologique de l'ouest du supercontinent Gondwana (Brito Neves & Cordani, 1991). Globalement, le cycle Brasiliano se caractérise par un processus de convergence de plaques continentales, microplaques et microcontinents pendant le Protérozoïque supérieur et le Cambro-Ordovicien. Il a été responsable par la formation de plusieurs ceintures mobiles autour du craton São Francisco et de l'implantation d'un arc magmatique à l'est et au sud-est du craton.

Le cycle Brasiliano est sujet à polémique car certains auteurs, dont Brito Neves *et al.* (1980) ont observé que le terme cycle Brasiliano a été utilisé soit pour caractériser l'événement tectono-magmatique d'âge 500-450 Ma (maximum des valeurs géochronologiques obtenues), soit pour caractériser l'unité de temps géologique (~900-570 Ma selon Almeida, 1971) relative au Protérozoïque supérieur et au début du Phanérozoïque.

Wiedemann (1993) a caractérisé la présence d'un arc magmatique tardi à post-collision d'âge entre 580 et 450 Ma au sud-est de la région étudiée dans ce mémoire (états de l'Espírito Santo et du Rio de Janeiro).

Trompette (1994) considère la présence de deux cycles orogéniques dans l'événement Panafricain-Brasiliano: un cycle orogénique entre 1000 à 600 Ma avec un stade "rift" entre 950 et 900 Ma et un stade de collision à 600 Ma; un autre cycle entre 600 et 500 Ma avec un stade "rift" entre 600 et 550 Ma et un stade de collision entre 510 et 500 Ma.

En s'inspirant des études de Porada (1989) et Wilson *et al.* (1993) sur le continent africain, Campos Neto & Figueiredo (1995) distinguent dans la région nord de la province Mantiqueira deux systèmes orogéniques principaux associés au cycle Brasiliano: l'orogénèse Brasiliano I et l'orogénèse Rio Doce. L'orogénèse Brasiliano I (~630 Ma) a été responsable de la formation des ceintures de plissements dans la bordure sud-est du craton São Francisco, de l'accrétion de différents microplaques et de la formation d'un arc magmatique. L'orogénèse Rio Doce a été individualisée comme un événement tectono-magmatique pendant la fin du Protérozoïque supérieur et le début du Cambrien.

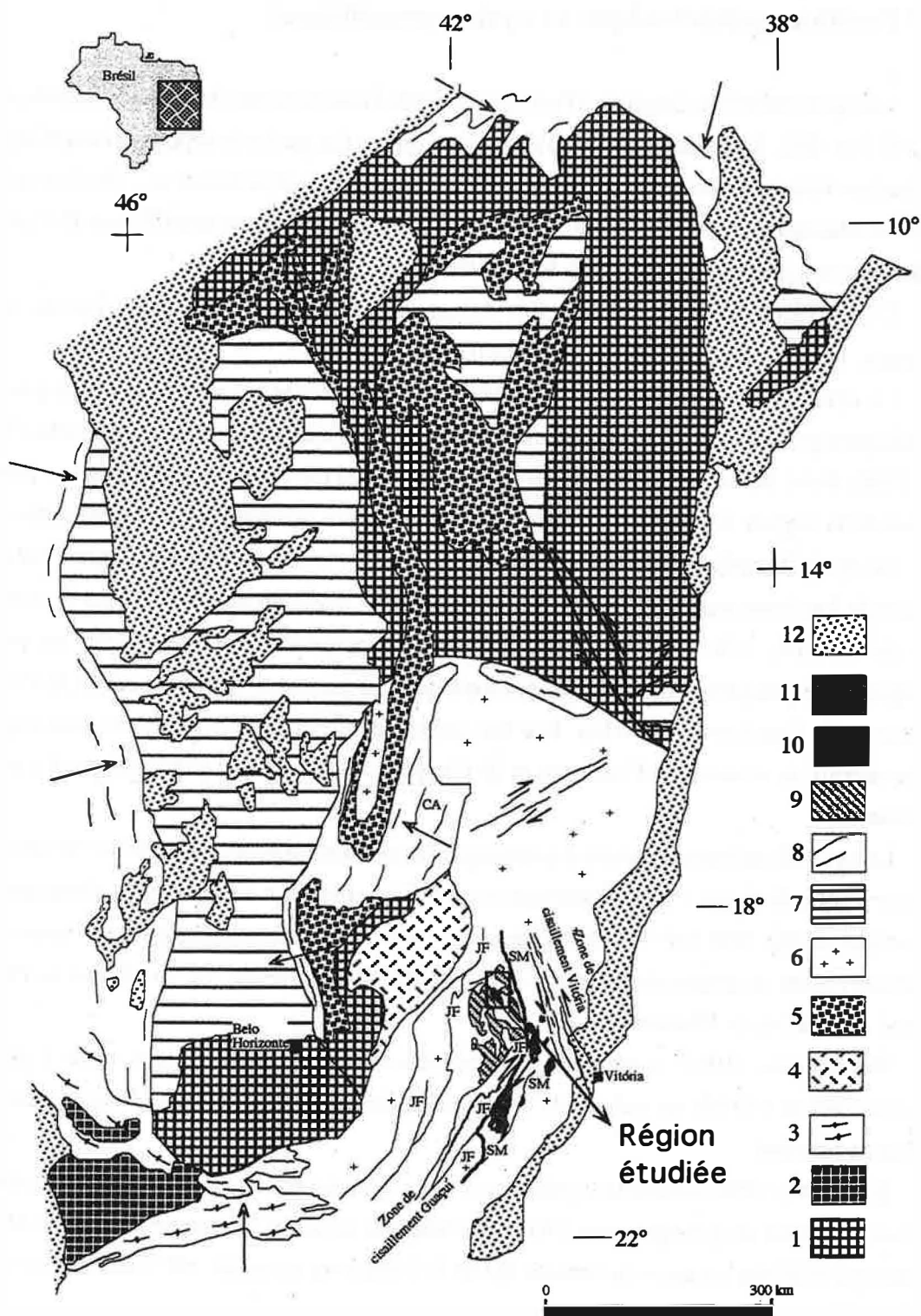


Figure II-1: Localisation de la région étudiée dans la ceinture de cisaillement Atlantique, est du craton São Francisco (modifié d'Almeida *et al.*, 1978 et Campos Neto & Figueiredo, 1995). 1- Domaine pré-Transamazonique; 2- Massif de Guaxupé; 3- Ceinture Alto Rio Grande; 4- Microplaque Guanahães; 5- Ceinture Espinhaço et couvertures de la Chapada Diamantina; 6- Domaine Transamazonique remobilisé pendant le cycle Brasiliano: Microplaque Juíz de Fora (JF) et Microplaque Serra do Mar (SM); 7- Couvertures sédimentaires reliées au cycle Brasiliano; 8- Ceinture de plissement et zones de cisaillement associées au cycle Brasiliano (p. ex.: Ceinture Araçuaí, CA); 9- Granitoïdes de la suite Galiléia; 10- Granitoïdes de la suite Urucum; 11- Charnockites; 12- Couvertures sédimentaires phanérozoïques. Les flèches indiquent le sens de déplacement tectonique.

(590-480 Ma), surtout à l'intérieur de la microplaque Serra do Mar. Elle a été responsable de la formation de batholites calco-alcalins associés à un arc magmatique formé entre 590 et 570 Ma. La collision continentale (560-530 Ma) a été responsable de la migmatisation et de l'intrusion des granites péralumineux. Des granites et pegmatites, associés à un stade post-collision, se sont formés aussi entre 520 et 480 Ma. Dans ce sens, la région du Rio Doce se place à la limite entre la microplaque Serra do Mar (SM), affectée par l'orogénèse Rio Doce, et le système de chevauchement Juiz de Fora (JF) (figure II-1).

II-2 / Lithostratigraphie

II-2.1 / Introduction

En raison du manque de données cartographiques de détail dans la région du Rio Doce, le cadre lithostratigraphique régional reste mal connue. Les rares études sur le sujet sont parfois controversées. Le tableau II-1 résume les différents propositions de colonne stratigraphique régionale.

Globalement, trois grands groupes lithostratigraphiques se distinguent (Silva *et al.* 1987): les complexes considérés comme d'âge Archéen (Complexe Juiz de Fora et Complexe Pocrane), le complexe d'âge Protérozoïque inférieur (Complexe Paraíba do Sul et les gneiss Piedade) et, finalement, les roches métasédimentaires (groupe Rio Doce et groupe Crenaque) considérées d'âge Protérozoïque supérieur. Les deux premiers groupes représentent le socle de la région du Rio Doce. Ces unités lithostratigraphiques sont intrudées par des granites néoprotérozoïques parmi lesquels ceux de la suite Galiléia et de la suite Urucum, principaux sujets de ce mémoire.

II-2.2 / Le socle: généralités et données géochronologiques

Nous pouvons caractériser quatre unités principales formant le socle de la région du Rio Doce (figure II-2).

Le Complexe Juiz de Fora est représenté par des gneiss à biotite et grenat, gneiss à hyperstène, gneiss quartzo-feldspatiques et gneiss à biotite seule (figure II-2). Ces roches ont subi un métamorphisme du faciès amphibolite à granulite. Ce complexe est d'âge Archéen, mais il a été rémobilisé pendant les cycles Transamazônico et Brasileiro (tableau II-2 et II-3).

Le Complexe Pocrane est formé par des orthogneiss à biotite et/ou hornblende, parfois grenatifères et très foliés. Ces roches présentent une composition granodioritique à tonalitique. Localement, on observe des migmatites et des paragneiss. En considérant les relations structurales et les associations lithologiques, Silva *et al.* (1987) ont suggéré que ce complexe a le même âge (Archéen) que le Complexe Juiz de Fora (tableau II-2) et qu'il a subi également les cycles Transamazônico et Brasileiro.

Le Complexe Paraíba do Sul (figure II-2) est représenté par des gneiss à biotite et grenat, des gneiss à grenat, sillimanite et cordiérite, des orthogneiss tonalitiques et des intercalations de roches calco-

silicatées, de marbre, de quartzite et d'amphibolite. Ces roches ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite. Les datations Rb-Sr indiquent âges de 660-600 Ma (cycle Brasiliano) et 2070 Ma (tableau II-2). Les datations U-Pb sur zircon ont confirmé l'âge Protérozoïque inférieur (2200 Ma, Cordani & Teixeira, 1979; 2055 Ma, Söllner *et al.*, 1987). Les données K-Ar sur biotite se placent dans l'intervalle 459-447 Ma (tableau II-3).

Le Gneiss Piedade (figure II-2) est représenté par des gneiss fortement foliés où les parties mafiques sont caractérisées par des niveaux de composition tonalitique avec des biotites et des amphibolites, et les parties felsiques par des niveaux de composition granitique à granodioritique, principalement avec des feldspaths et du quartz. Ces roches semblent être le résultat de la déformation des complexes plus anciens (Complexe Juíz de Fora et/ou Complexe Pocrane) au cours des cycles Transamazônico et Brasiliano (Silva *et al.*, 1987).

Globalement, les roches du socle ont subi un métamorphisme dans des faciès allant de l'amphibolite moyen au granulite (Silva *et al.*, 1987).

Tableau II-1: Différentes colonnes stratigraphiques proposées pour le Précambrien de la région du Rio Doce

Auteurs / Période	Barbosa <i>et al.</i> (1964)	Fontes <i>et al.</i> (1978)	Ce mémoire (mod. de Silva <i>et al.</i> , 1987)	Principales Lithologies
Protérozoïque supérieur	Granitoïdes	Granito Urucum	Suite Urucum	Granites à deux micas et pegmatites
		Granodiorite Palmital	Suite Galiléia	Granodiorites et tonalites
		Tonalite Galiléia		
	Groupe Crenaque	Formation João Pinto	Groupe Crenaque	Quartzites à sericite
		Formation Palmital do Sul		
		Form. Córrego do Funil		
	Groupe Rio Doce	Formation São Tomé	Groupe Rio Doce (schistes São Tomé)	Schistes à biotite, muscovite staurotide et grenat
		Formation Figueira		
	Groupe Tumiritinga			
Protérozoïque inférieur	Socle		Gneiss Piedade	Gneiss folié et schistes
		Complexe gneiss-kinzigit. (Protérozoïque indifférencié)	Complexe Paraíba do Sul	Gneiss kinzigitiques, gneiss à biot., gren. et calcosilicatiques
Protérozoïque inférieur / Archéen	Socle		Complexe Pocrane	Ortogneiss de composition granodioritique à tonalitique
		Complexe Charnockitique (Protérozoïque indifférencié)	Complexe Juíz de Fora	Gneiss à biotite, hyperstène et grenat

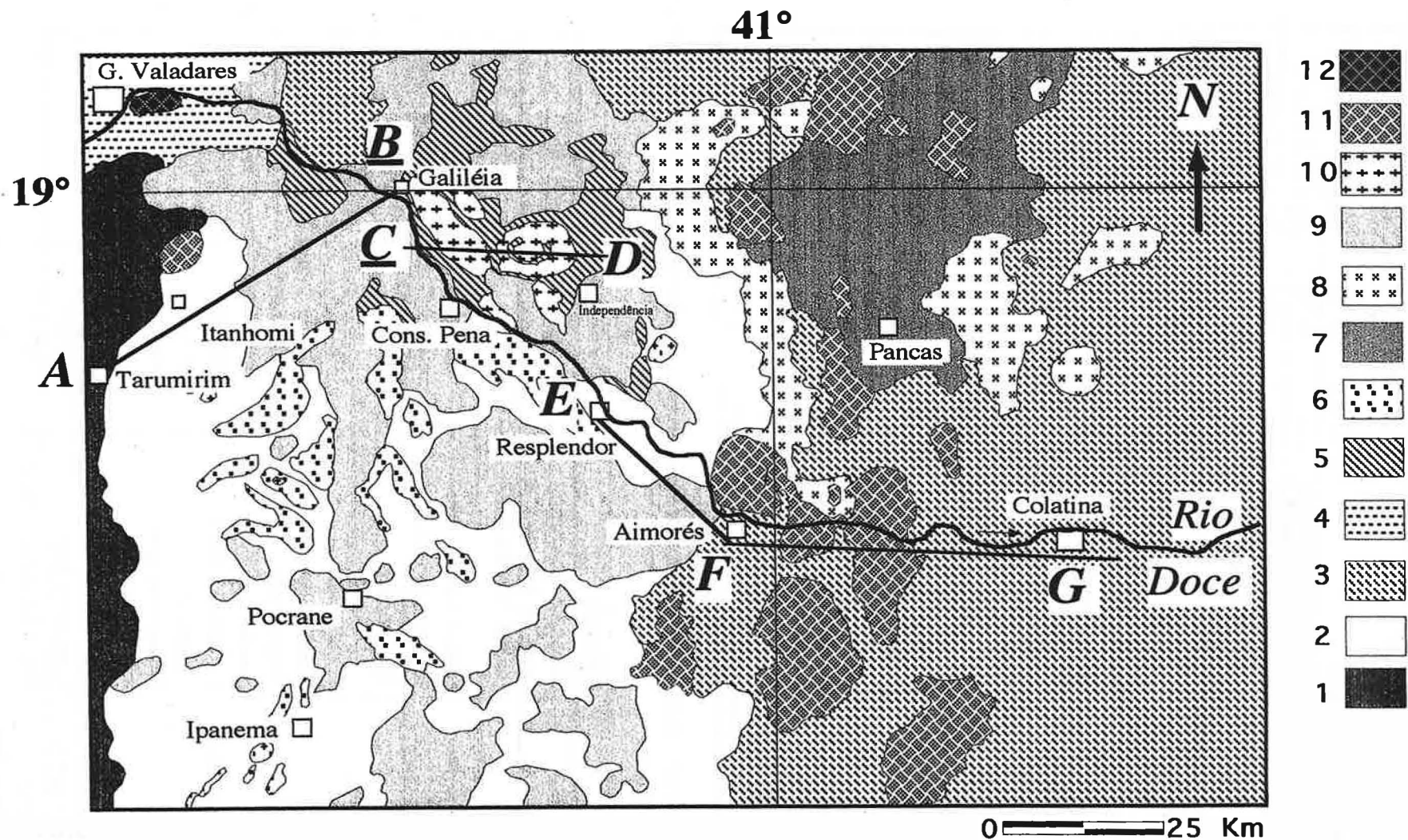


Figure II-2: Carte géologique de la région du Rio Doce (mod. de Silva *et al.*, 1987 et Barbosa *et al.*, 1964) avec la position des profils exécutés. 1- Complexe Juíz de Fora: charnockites, gneiss à biotite ou hyperstene; 2- Complexe Pocrane: orthogneiss de compositions tonalitique à granitique; 3- Complexe Paraíba do Sul: gneiss à biotite et/ou hornblende comumente com o grenat; 4- Gneiss Piedade: gneiss à biotite; 5- Groupe Rio Doce (formation São Tomé): schistes à biotite, muscovite, grenat et staurotide, parfois intercalés avec des gneiss; 6- Groupe Crenaque: quartzites à séricite; 7- Suite Intrusive Medina: granites; 8- Suite Intrusive Montanha: granitoïdes et gneiss à biotite, grenat, sillimanite et cordierite; 9- Suite Intrusive Galiléia: tonalites, granodiorites et granites; 10- Suite Intrusive Urucum: leucogranites; 11- Suite Intrusive Aimorés: charnockites et roches basiques; 12- Massif Ibituruna: syénites.

Tableau II-2: Principales données Rb-Sr dans les différents roches de la région est de l'état de Minas Gerais.

Unité	Lithologie	Âge (Ma)	Rapport Initial $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_{(t)}$	Auteurs
Ibituruna	Syénite	511±13	0.710	Besang <i>et al.</i> (1977)
Suite Urucum	Granite	503	0.726	Silva <i>et al.</i> (1987)
Suite Galiléia	Diorites à hornblende	650	0.712	Silva <i>et al.</i> (1987)
	Tonalites et granodiorites de Ipanema	550±20	0.713	Angeli (1988)
Suite Aimorés	Charnokite	600	0.708	Silva <i>et al.</i> (1987)
Gneiss Piedade	Gneiss folié	560±15	0.711	Silva <i>et al.</i> (1987)
Complexe Paraíba do Sul	Gneiss kinzigitique	600	0.708	Cordani (1973)
	Orthogneiss tonalitique et gneiss kinzigitique	660	0.708	Vieira <i>et al.</i> (1993) modifié de Silva <i>et al.</i> (1987)
	Gneiss	2070	0.709	Silva <i>et al.</i> (1987)
	Gneiss	600	0.708	Silva <i>et al.</i> (1987)
Complexe Pocrane	Gneiss de Carangola	2200	0.709	Silva <i>et al.</i> (1987)
	Gneiss à biot./ hornblende	775±19	0.707	Angeli (1988)
	Gneiss à biot./grenat	790	0.707	Vieira <i>et al.</i> (1993)
Complexe Juiz de Fora	Granulites de Juiz de Fora	3280	0.703	Cordani (1973)
	Migmatites de Tarumirim	2000	~	Hasui <i>et al.</i> (1978)
	Gneiss (indivises)	560	0.708	Silva <i>et al.</i> (1987)
	Granulites de Caratinga	1800	~	Silva <i>et al.</i> (1987)
	Gneiss (indivises)	892±7	0.73	Vieira <i>et al.</i> (1993)

Tableau II-3: Principales données K-Ar dans les minéraux des granitoïdes et gneiss de la région est de l'état de Minas Gerais.

Unité	Lithologie	Âge (Ma)	Auteurs
~	Diabases de Taboleiro (région de Ipanema)	124±4	Angeli (1988)
Suite Urucum	Granod. Palmital (biot.)	451±13	Gerken & Cordani in Barbosa <i>et al.</i> (1964)
	Granod. Palmital (biot.)	572±17	"
	Pegmatite (muscov.)	480	Cordani <i>et al.</i> (1968)
Suite Galiléia	Tonalite (biot.)	454±14	Gerken & Cordani in Barbosa <i>et al.</i> (1964)
	Tonalite (biot.)	440±13	"
	Tonalite (biot.)	443±13	"
	Tonalite (biot.)	460±14	"
	Tonalite (biot.)	452±14	Vieira <i>et al.</i> (1993)
	Granodiorite (biot.)	582±17	"
	Tonalite (biot.)	469±14	"
	Granodiorite (biot.)	460±14	"
	Tonalite (biot.)	449±13	"
	Tonalite (biot.)	463±14	"
Suite Aimorés	Gabronorite (biot.)	509±14	"
Complexe Paraíba do Sul	Gneiss kinzigitique (biot.)	457±7	"
	"	459±7	"
	Gneiss à biotite (biot.)	447±6	"

II-2.3 / La couverture métasédimentaire de la région du Rio Doce

II-2.3.1 / Travaux antérieurs

Barbosa *et al.* (1964) ont été les premiers auteurs à caractériser les roches métasédimentaires de la région du Rio Doce. Ils ont identifié deux groupes principaux: le groupe Rio Doce et le groupe Crenaque.

Le groupe Rio Doce est formé par des schistes à biotite et muscovite (formation São Tomé ou tout simplement schistes São Tomé) et, très localement, par des gneiss (formation Figueira). Dans ce groupe, nous allons concentrer notre discussion sur la formation São Tomé, car les roches de la formation Figueira, d'expression très restreinte, n'ont pas été observées en détail.

Fanton *et al.* (1978) étendent la dénomination "formation São Tomé" aux schistes à biotite et staurotide situés au nord de la région où cette formation a été définie pour la première fois par Barbosa *et al.* (1964). Ces auteurs englobent dans cette formation le groupe Tumiritinga et les formations Córrego do Funil et Palmital do Sul (partie schisteuse du groupe Crenaque définis par Barbosa *et al.*, 1964). De la même façon que Silva *et al.* (1978), ils considèrent ces schistes comme faisant partie du socle de la région du Rio Doce.

Vieira *et al.* (1993) distinguent à l'ouest de Baixo Guandú (au sud-est de la région étudiée) des schistes à biotite, grenat et staurotide, localement avec des intercalations de roches calco-silicatées, des gneiss, des quartzites et des schistes magnésiens. Ils ont appelé cet ensemble le complexe São Tomé.

Nous garderons dans ce travail le terme de groupe Rio Doce, utilisé initialement par Barbosa *et al.* (1964) et plus récemment par Pedrosa-Soares *et al.* (1994), pour éviter la confusion terminologique inutile. La formation São Tomé est considérée comme partie intégrante du groupe Rio Doce. La dénomination "formation São Tomé" est utilisée pour l'ensemble de roches formé par des schistes à biotite, muscovite, quartz recristallisé, grenat et staurotide. Dans cette dénomination, nous englobons la formation São Tomé, la formation Córrego do Funil, la formation Palmital do Sul et, partiellement, le groupe Tumiritinga de Barbosa *et al.* (1964).

Nous n'avons pas de données géochronologiques précises de ces roches, mais pour Silva *et al.* (1987) cette formation appartient à la couverture métasédimentaire d'âge Protérozoïque supérieur, qui peut être corrélée au groupe Macaúbas (*sensu* Schöll & Souza, 1970, Fontes *et al.*, 1978). Ces roches ont subi un métamorphisme de moyen degré au cours du cycle Brasiliano.

Le groupe Crenaque a été défini par Barbosa *et al.* (1964), au sud et au sud-est de Conselheiro Pena (Serra do João Pinto Pequeno et Serra do Boiadeiro), comme une séquence formée principalement des quartzites, localement par des schistes à séricite et des gneiss. Ce groupe a été subdivisé en trois unités: formation Córrego do Funil (à la base), formation Palmital do Sul et formation João Pinto (au sommet).

Silva *et al.* (1987) ont aussi utilisé la dénomination groupe Crenaque de Barbosa *et al.* (1964), mais ils ont considéré que ce groupe est formé principalement par des sédiments psamitiques.

Les sédiments pélitiques appartiendraient à la formation São Tomé du groupe Rio Doce. Ces auteurs donnent à ce groupe, formé par des quartzites purs ou à sérécite avec une granulométrie moyenne à grossière, un âge Protérozoïque supérieur. Des intercalations de schistes à biotite, grenat et staurotide et de marbres ont été observées par ces auteurs.

Dans les rares affleurements des quartzites du groupe Crenaque que nous avons visité, on a pu identifier des quartzites à sérécite très purs avec une texture fortement recristallisée à grain moyen, parfois grossier. Localement, nous avons observé le contact progressif entre les quartzites et les schistes à biotite (formation São Tomé). Les principaux minéraux accessoires sont la biotite, le zircon, l'apatite et les opaques.

II-2.3.2/ Formation São Tomé: aspects lithologiques et métamorphisme

Le contact inférieur de la formation São Tomé est transitionnel et concordant avec les gneiss et migmatites du Complexe Pocrane et du Complexe Paraíba do Sul (Silva *et al.*, 1987). Cette formation montre des contacts supérieurs parfois progressifs avec le groupe Crenaque (Barbosa *et al.*, 1964). Les granitoïdes et une grande partie des pegmatites sont encaissés dans la formation São Tomé. Les contacts sont généralement concordants parfois avec des alternances de couches de schiste et de filons granitiques (Moura *et al.*, 1978a). Selon Fanton *et al.* (1978), la tourmaline noire est très commune dans le schiste, proche des contacts avec les pegmatites, ce qui suggère un phénomène métasomatique.

Les roches de la formation São Tomé sont largement représentées dans la région. Elles ont été identifiées au centre, au centre-nord, à l'ouest, à l'est et au nord-est de la région étudiée (figure II-3). Elles forment surtout les vallées de la région à l'est de la ville de Galiléia. Ces schistes sont fortement foliés, plissés et crenulés. Des lits à biotite et quartz alternent avec des lits à muscovite définissant la stratification S_0 . Des veines millimétriques à centimétriques de quartz sont souvent intercalées dans les schistes. Elles sont parfois plissées en style isoclinal. Les principaux minéraux accessoires observés sont le grenat, la staurotide, le plagioclase, l'amphibole, la chlorite, la tourmaline, le zircon et la monazite. Localement, nous avons aussi identifié la sillimanite.

Les cristaux de quartz sont micrométriques à millimétriques et fortement recristallisés. La forme hexagonale avec des jonctions triples est souvent observée. Il y a parfois la présence de cristaux millimétriques constituant le coeur des "ombres de pression". Le quartz est souvent pœcilitique avec des inclusions d'apatite et d'opaques. Les biotites sont fortement orientées et elles forment la schistosité (S_n) très prononcée de la roche. Parfois, elles sont associées aux cristaux d'amphibole (MD05). La muscovite est souvent en fines lamelles orientées (MD13) et s'associe à des agrégats de biotite.

Le grenat, de composition almandin-spessartite ($Al_{67}Sp_{22}Py_8Gr_3$), est assez commun. Localement, on observe des cristaux relativement plus riches en FeO et MgO ($Al_{75}Sp_9Py_{13}Gr_3$). Globalement, ils ont une couleur rouge foncé et sont automorphes à sub-automorphes. Parfois, le grenat peut atteindre jusqu'à 2 centimètres de diamètre. La staurotide est observé surtout dans le

secteur centre-nord de la région (nord de Galiléia). Il est automorphe avec des prismes de 1 à 6 centimètres de longueur et se place sur le plan de la schistosité. La sillimanite est identifiée sur certaines sections, surtout au niveau des contacts avec les granites. Elle est formée fréquemment par des agrégats fibreux (fibrolite).

Dans l'affleurement MD05, nous avons observé de l'amphibole (hornblende magnésienne) et du plagioclase. L'amphibole a une tendance aciculaire avec une couleur vert bouteille et elle montre une forte orientation préférentielle. Parfois, elle referme des inclusions de quartz qui se présente sous forme de "gouttes". Le plagioclase est xénomorphe et parfois maclé. Il a une composition calcique (andésine à labrador) et montre une zonation interne. Il est localisé essentiellement dans la matrice.

La monazite et le zircon se trouvent inclus dans les biotites. Les cristaux de sphène sont communément en agrégats xénomorphes. L'apatite est en inclusions dans le quartz et la biotite. Des prismes millimétriques de tourmaline noire (schorlite) sont présents essentiellement dans les zones de contact avec des intrusions de pegmatites. La chlorite en agrégats est toujours associée aux cristaux de biotite.

Les deux minéraux les plus importantes pour la compréhension du métamorphisme de la région sont le grenat (almandin) et la staurotide. La stabilité de l'almandin commence à la fin du métamorphisme de bas degré (zone d'almandin, Winkler, 1967) avec des pressions de 4 kbar à 500°C et 5 kbar à 600°C (Hirschberg & Winkler, 1968). La staurotide est un minéral typique des sédiments qui ont été affectés par le métamorphisme régional de moyen degré (faciès amphibolite) (Winkler, 1967). La formation de la staurotide aux dépens de la chlorite et de la muscovite dans les métapelites demandent des températures de $540 \pm 15^\circ\text{C}$ à 4 kbar et $565 \pm 15^\circ\text{C}$ à 7 kbar (Hoschek, 1969).

L'apparition de staurotide à côté de l'almandin et des micas implique que les schistes de la formation São Tomé ont subi un métamorphisme régional de moyen degré dans des conditions de température et de pression de la zone staurotide-almandin du faciès amphibolite inférieur (Miyashiro, 1973). Les conditions métamorphiques (500-600°C; ~ 4 kbar) semblent être le résultat de l'épaississement de la croûte pendant le cycle Brasiliano associé à un effet de contact causé par la mise en place de granitoïdes.

Si on considère les monazites observées dans les schistes São Tomé à l'origine métamorphique, nous pouvons caractériser des conditions de pression et de température proches à ceux de l'isograde de la staurotide (Smith & Barreiro, 1990). Les températures minimales pour former la monazite métamorphique sont d'environ 525°C pour des pressions de 3 kbar. Ceci confirme le métamorphisme du faciès amphibolite inférieur dans la région.

La formation locale de la sillimanite peut être interprétée comme résultat du métamorphisme de contact schistes-granites. Comme Vernon (1979), Vernon *et al.* (1987) et Kerrick (1990), nous avons des évidences texturales de la fibrolitisation tardive de la biotite. La réaction suggérée est $2\text{K}(\text{Mg}_x\text{Fe}_{1-x})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 14\text{HCl} = \text{SiAl}_2\text{O}_5 + 5\text{SiO}_2 + 2\text{KCl} + 6(\text{Mg}_x\text{Fe}_{1-x})\text{Cl}_2 + 9\text{H}_2\text{O}$. On suggère que le HCl est entré dans le système par le flux de volatiles acides (métagénèse) provenant des roches granitiques.

La chlorite et le phénomène de saussuritisation des plagioclases caractérisent une phase rétro-métamorphique tardive.

II-2.4/ Les granitoïdes et pegmatites: travaux antérieurs

Trois groupes principaux de granitoïdes ont été identifiés dans la région de Conselheiro Pena et Galiléia pendant les travaux de terrain exécutés par Barbosa *et al.* (1964): le Tonalite Galiléia, la Granodiorite Palmital et le Granite Urucum. Ces deux derniers se placent intégralement dans la région d'étude. Par contre, nous n'allons étudier qu'une partie du batholite de la suite Galiléia.

Selon Barbosa *et al.* (1964), la Tonalite Galiléia est caractérisée par des roches mésocrates formées par du quartz, du plagioclase et de la biotite, parfois avec de la hornblende et du microcline. La composition varie depuis les tonalites jusqu'aux granites en passant par des granodiorites. Dans certains affleurements, des enclaves mafiques (appelées autholites) occuperaient 10 à 20% de la surface de la Tonalite Galiléia. Ces enclaves ont été interprétées par les auteurs (*op.cit.*) comme des restites qui ont été préservés durant le processus d'anatexie qui a formé les tonalites. Ces mêmes auteurs ont observé que la Tonalite Galiléia est intrusive dans la formation São Tomé et dans le groupe Crenaque.

Fontes *et al.* (1978) ont associé la Tonalite Galiléia de Barbosa *et al.* (1964) au complexe de granitoïdes de l'association Barbacena-Paraíba do Sul, d'âge Précambrien indifférencié. Silva *et al.* (1987) ont proposé la dénomination de Suite Intrusive Galiléia pour les roches à grain moyen, riches en enclaves et de composition allant des quartz-diorite-tonalites aux granites, en incluant les granodiorites.

Au sud-ouest de la région étudiée, Vieira *et al.* (1993) ont caractérisé des roches considérées comme appartenant à la Suite Galiléia. Elles sont constituées de tonalites, de trondhjémites et de granodiorites. Ces roches ont été associées à une phase intrusive syn à tardi-décrochement, d'âge Protérozoïque supérieur.

Les déterminations Rb-Sr de la suite Galiléia obtenus par Silva *et al.* (1987), Angeli (1988) et Vieira *et al.* (1993) montrent des âges liés au cycle Brasileiro (tableau II-2). D'une façon générale, les données K-Ar en biotites (tableau II-3) indiquent des âges surtout entre 470 et 440 Ma. Elles montrent un refroidissement régional à des températures plus basses que 250°C-300°C dans la période Ordovicienne (Silva *et al.*, 1987 et Vieira *et al.*, 1993).

La Granodiorite Palmital a été caractérisé par Barbosa *et al.* (1964) comme une roche mésocrate à leucocrate à grain moyen à grossier constituée par du quartz, du feldspath, de la biotite, de la muscovite avec, communément, des grenats millimétriques. Ces roches ont été considérées comme partie de la suite Urucum par Silva *et al.* (1987).

Le terme Granite Urucum a été utilisé par Barbosa *et al.* (1964) pour désigner les granites à deux micas situés à l'est de Galiléia, dans la Serra do Urucum. Ils sont leucocrates à mésocrates et montrent une texture porphyrique. Les cristaux de feldspath potassique peuvent atteindre jusqu'à 10 centimètres de longueur. Ces mégacristaux peuvent représenter entre 30% à 80% du volume total de la roche.

De la même façon que pour la Tonalite Galiléia, Fontes *et al.* (1978) ont inclus le Granite Urucum dans le complexe de granitoïdes de l'association Barbacena-Paraíba do Sul, d'âge Précambrien indifférencié.

Silva *et al.* (1987) ont donné le nom de Suite Urucum au groupe formé par le Granite Urucum et la Granodiorite Pamital de Barbosa *et al.* (1964) et les pegmatites associées. Ils ont aussi proposé que ces roches se soient formées sous des conditions épi à mésozonales, par anatexie de la base de la formation São Tomé et du groupe Crenaque et d'une partie du Complexe Pocrane. Dans ce mémoire, nous utilisons la dénomination Suite Urucum dans le sens de ces auteurs. L'âge Rb-Sr de 503 Ma avec un rapport initial élevé (0.7263) a été obtenu par Silva *et al.* (1987) pour les granites de la Suite Urucum.

L'association spatiale de pegmatites avec ces granitoïdes est très marquante dans cette région. Ces pegmatites caractérisent le champ pegmatitique de Conselheiro Pena-Galiléia. Ce champ représente une partie importante du district pegmatitique de Governador Valadares, situé dans la partie centrale de la province pegmatitique orientale du Brésil (Paiva, 1946; Putzer, 1976 et Correia Neves *et al.*, 1986). Il a une disposition sous-méridionale et sa largeur est de 50 km environ pour une longueur de 100-110 km. L'encaissant des pegmatites est principalement constituée des micaschistes à grenat et à staurotide de la formation São Tomé et des granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum. La minéralogie et les caractéristiques internes (zonation) des pegmatites ont été étudiées par Fanton *et al.* (1978), Moura *et al.* (1978a et b), Issa Filho *et al.* (1980) et par Correia Neves *et al.* (1980). La plupart des pegmatites sont tabulaires (Issa Filho *et al.*, 1980) et concordantes avec la foliation régionale. Elles ont une épaisseur très variable et elles sont communément zonées. Les pegmatites de ce champ ont une grande importance économique au point de vue gemmologique et de l'industrie minière (p. ex.: feldspath dans l'industrie céramique et du verre).

Les granitoïdes sont le sujet principal de ce mémoire. Leur pétrographie, minéralogie, géochimie et géochronologie seront étudiées en plus grande détail dans les chapitres III, IV, V et VI.

II-3 / Géologie Structurale

II-3.1 / Considérations générales et travaux antérieurs

L'objectif de notre travail de géologie structural est de contribuer à la compréhension du mécanisme de mise en place des granitoïdes et des pegmatites de la région et de situer l'ensemble dans un cadre géodynamique cohérent. Pour cela, nous avons réalisé des coupes (figure II-2 et II-3) qui débordent largement de la zone étudiée. Nous avons déterminé, sur la base des données pétrographiques et structurales, trois domaines litho-structuraux principaux: le Domaine Ouest, situé entre la ville de Tarumirim et la bordure ouest du batholite de la suite Galiléia; le Domaine Central, situé entre la bordure ouest du batholite de la suite Galiléia jusqu'à la région de la commune d'Independência et de la ville de Resplendor; et le Domaine Est, qui comprend l'ensemble des terrains situés à l'est du Domaine Central jusqu'à la ville de Colatina. Nous nous intéresserons spécialement au Domaine Central qui englobe la totalité des plutons de la suite Urucum et une partie des plutons de la suite Galiléia.

La direction des plans est indiquée toujours par rapport au Nord. Elle est suivie de la valeur du pendage et de leur quadrant respectif (p. ex: N25°E/20°SE, N30°W/15°SW). Les directions de linéations sont indiquées toujours par rapport au quadrant de leur pendage suivi par la valeur du pendage (p. ex: S25°W/30°, N50°W/30°).

Les différents travaux qui ont été réalisés dans la région du Rio Doce (Barbosa *et al.*, 1964; Silva *et al.*, 1987; Fanton *et al.*, 1978; Moura *et al.*, 1978a; Issa Filho *et al.*, 1980) n'ont pas eu comme objet principal l'étude structurale de la région mais une cartographie à usage économique pour l'exploitation des pegmatites. Néanmoins, Barbosa *et al.* (1964) ont caractérisé les principales structures mésoscopiques de la région de Galiléia et Conselheiro Pena, c'est à dire, la stratification, la schistosité et la crénulation des schistes. Ils ont démontré également que les pegmatites se sont mises en place dans les plans de la schistosité et de la crénulation des roches métasédimentaires, surtout au sein de la formation São Tomé.

Moura *et al.* (1978a) et Issa Filho *et al.* (1980) ont contribué également à l'identification de certaines structures de la région. Ils ont caractérisé à l'est de Galiléia une structure brachyanticlinale d'axe orienté NW. Le Granite Urucum serait au coeur de cette structure. Trois surfaces de foliation ont été identifiées (S_1 , S_2 et S_3) dans les schistes São Tomé. Elles ont été associées à des phases de déformation successives. La stratification sédimentaire a été dénommée surface S_0 . Elle est localement plissée en style isoclinal avec un axe sub-vertical. La foliation de plan axial (S_1) est sub-verticale et de direction proche de NS. La surface S_2 est caractérisée comme un clivage de crénulation des niveaux biotitiques. Ils ont identifié aussi deux linéations: l'intersection de S_1 avec S_0 , représentée par des minéraux allongés, correspondant à la linéation L_1 ; l'intersection de S_2 avec S_1 définit la linéation de crénulation L_2 .

Silva *et al.* (1987) ont caractérisé la région du Rio Doce comme une zone de grande complexité structurale marquée par des déformations polyphasées associées à des événements de migmatisation et d'intrusions magmatiques. Plusieurs mégastructures plissées ont été identifiées. Ces auteurs ont montré que la foliation principale (NE à NW) est recoupée par un système de failles sub-verticales N60°E (Linéament Ipanema-Nova Venécia) contemporain de la zone décrochante de São Paulo (Hasui *et al.*, 1975).

Au sud-est de la région étudiée, Vieira *et al.* (1993) ont distingué cinq phases de déformation. Les phases les plus précoces sont tangentielles et la phase la plus tardive est représentée par un décrochement cisaillant probablement associé au Linéament de Guaçuí.

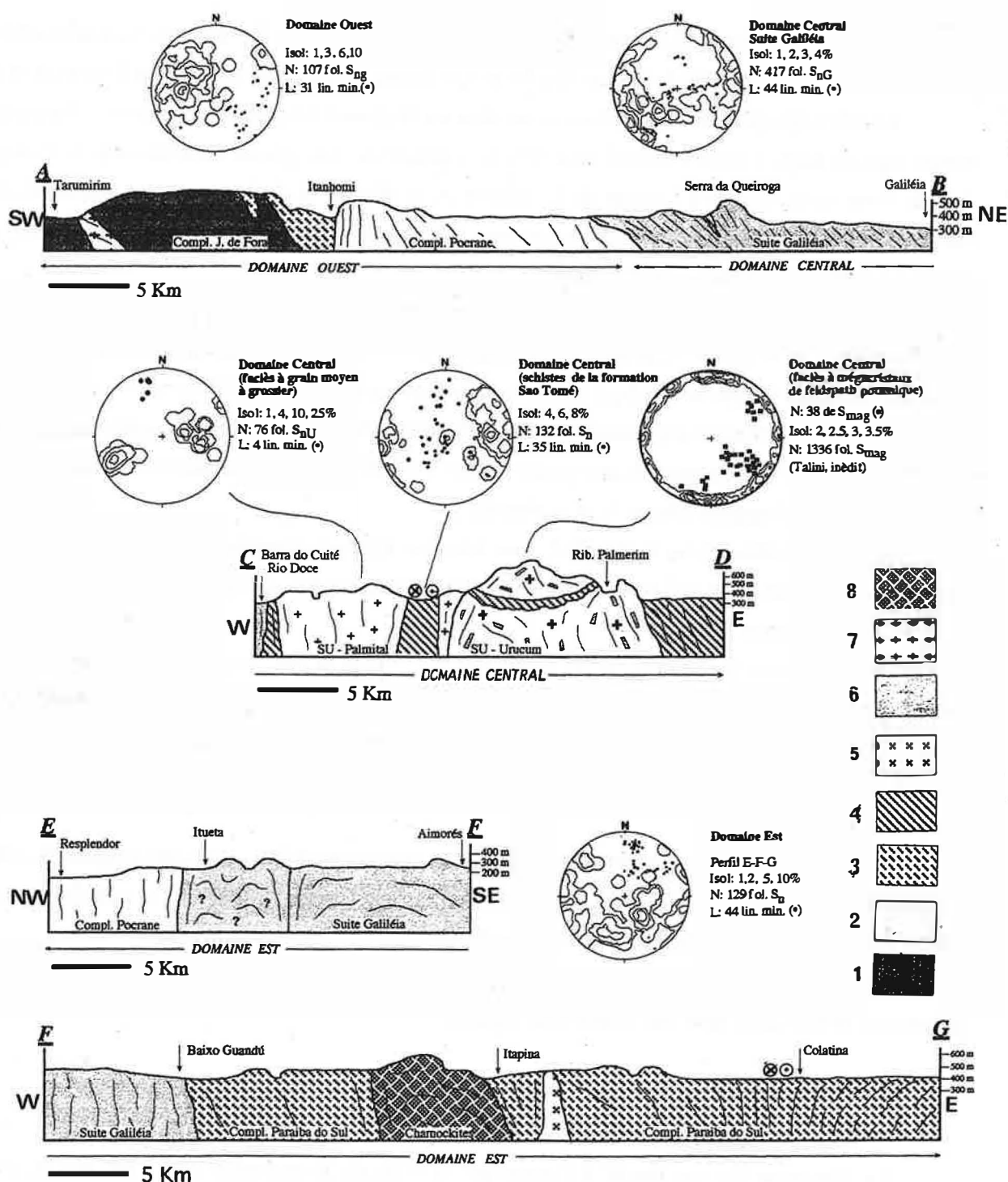


Figure II-3: Coupes géologiques exécutées dans la région du Rio Doce et les diagrammes stéréographiques associés. La localisation de chacune des coupes est indiquée dans la carte de la Figure II-2. Légende: 1- Complexe Juíz de Fora; 2- Complexe Pocrane; 3- Complexe Paraíba do Sul; 4- Schiste São Tomé; 5- Granitoïdes Montanha; 6- Suite Galiléia; 7- Suite Urucum; 8- Charnockites.

II-3.2 / Description des domaines litho-structuraux

II-3.2.1 / Domaine Ouest

Ce domaine est limité à l'ouest par la ville de Tarumirim (sud de Governador Valadares) et à l'est par le contact avec le batholite de la suite Galiléia (voir figure II-3, Domaine Ouest de la section A-B).

La lithologie prédominante dans ce secteur est le gneiss à biotite, amphibole et hyperstène, métamorphisé dans le faciès amphibolite moyen à granulite. Ces gneiss caractérisent le Complexe Juíz de Fora et se situent à l'ouest de la section A-B (figure II-3). Localement, on observe des intercalations de granitoïdes méso à leucocrates à biotite et grenat, des paragneiss à grenat et des séquences métasédimentaires schisteuses.

La structure dominante dans ces roches est une foliation S_{ng} (g = gneiss) de plan axial de direction variable entre $N20^{\circ}W$ et $N20^{\circ}E$ et avec un pendage entre 10° et 40° NE (voir diagramme dans la figure II-3, coupe A-B). L'angle de pendage de S_{ng} semble augmenter (jusqu'à 70°) à mesure que nous nous rapprochons du contact avec les granitoïdes de la suite Galiléia. Des plis mésoscopiques fermés à isoclinaux déversés vers l'ouest montrent un axe proche à $N0^{\circ}-10^{\circ}E/5^{\circ}$ avec un plan axial $N10^{\circ}E/55^{\circ}SE$ et un épaississement de charnière (photo A de la planche 1).

Nous avons observé sur le plan de S_{ng} une linéation minérale d'orientation variant entre $N60^{\circ}E$ et $S60^{\circ}E$ avec pendage entre 10° et 40° , formée par l'allongement des agrégats de quartz et des biotites (diagramme de la figure II-3).

Les structures S-C (au sens de Berthé *et al.*, 1979) et les "steps" (intersection entre les surfaces S et C) imprimés sur le plan de la foliation S_{ng} suggèrent des mouvements inverses de direction W et NW, caractérisant des chevauchements frontaux. Localement, nous observons une composante senestre associée à la linéation minérale d'orientation SE, ce qui indique, localement, le passage vers un cisaillement oblique.

A ces structures sont superposées des zones de cisaillements normales (figure II-4A e B) caractérisées par des structures S-C, fractures d'extension ("tension gashes") et par des veines de quartz plissées (axe: $N20^{\circ}E/30^{\circ}$) sur la forme de "Z".

Ce secteur est aussi marqué par un groupe de linéaments tardifs de direction $N20^{\circ}E$ et $N60^{\circ}E$ qui ont été développés sous des conditions raptiles.

II-3.2.2 / Domaine Est

Le Domaine Est est limité à l'ouest par la ville de Resplendor et à l'est par la ville de Colatina (figure II-3, Section E-F-G). Ce domaine est formé par les gneiss du Complexe Pocrane, par une partie des granodiorites de la suite Galiléia, par des charnockites et granites du Complexe Aimorés et par des gneiss à cordiérite et grenat du Complexe Paraíba do Sul.

La direction de la foliation des gneiss varie entre $N30^{\circ}W$ et $N40^{\circ}E$ avec pendage subvertical vers NW (p. ex: à l'est de Colatina ou dans la région de Resplendor, point MD17) ou vers E-NE (région

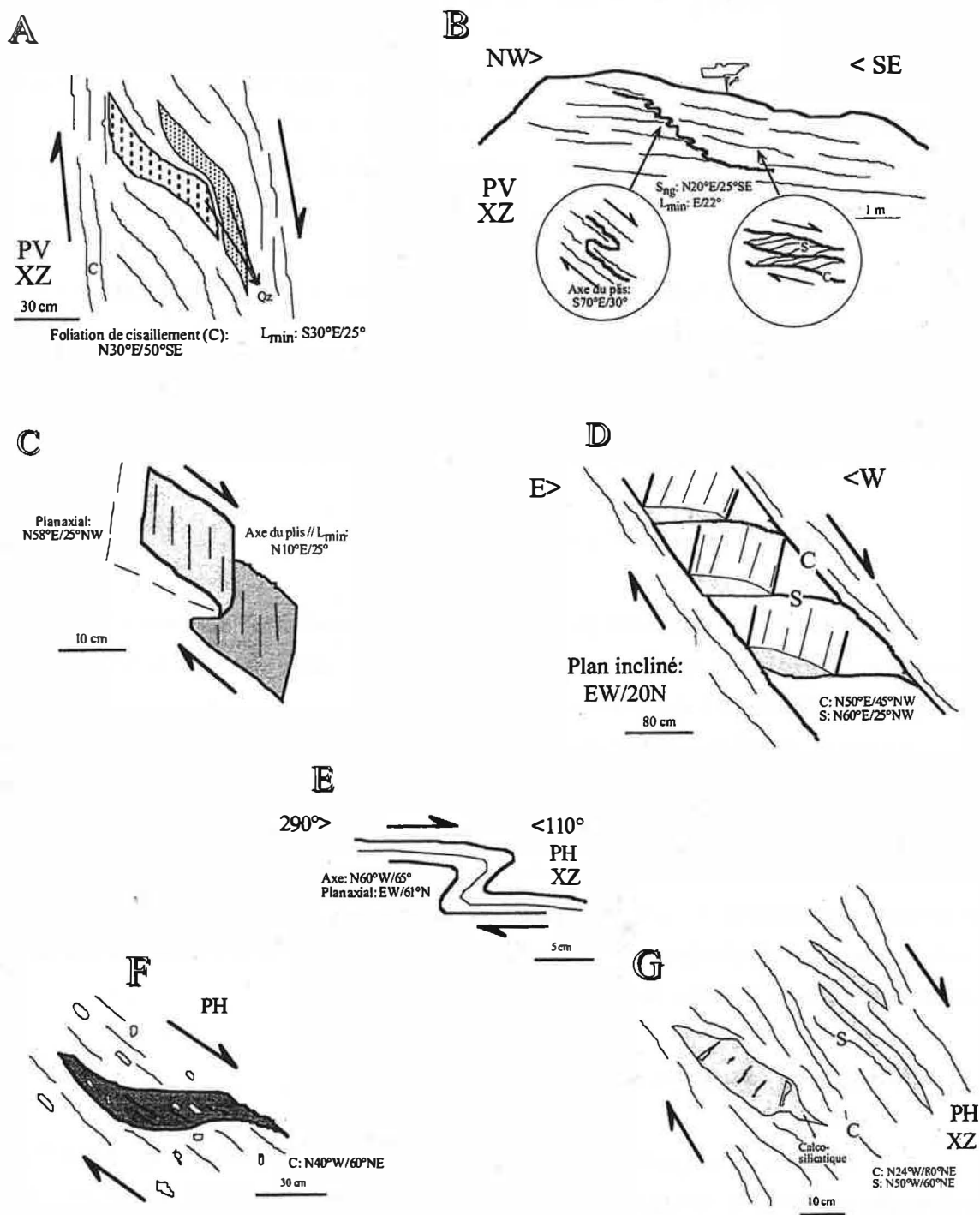


Figure II-4: Structures observées dans les domaines Est et Ouest. A) Structures sigmoïdales (veine de quartz) qui suggèrent la présence d'une composante normale dans le gneiss folié du point MD09; B) Veines de quartz plissées illustrant une composante normale (Gneiss Piedade); C) Plis sur la forme de Z dans les gneiss milonitisés du point MD98; D) Composante normale et "rods" avec des axes parallèles à la linéation d'étirement minéral dans les gneiss (MD98); E) Plis en Z illustrant la composante dextre (MD98); F) Enclave mafique déformée dans les charnockites de la structure annulaire d'Aimorés; mouvement général dextre; G) Composante dextre imprimée dans le gneiss du complexe Paraíba do Sul (MD105). PV: plan vertical; PH: plan horizontal; XZ: plan XZ de l'ellipsoïde de déformation.

de Baixo Guandú et à l'est de Itapina). Cette foliation correspond au plan axial de plis isoclinaux d'axes sub-parallèles à la linéation d'étirement minéral ($N10^{\circ}-15^{\circ}E/10^{\circ}-30^{\circ}$) et à "rods" décimétriques de quartz $N10^{\circ}-30^{\circ}E/5^{\circ}-20^{\circ}$ (MD98). La foliation de ces roches est localement boudinée (axe moyen des boudins $N30^{\circ}-40^{\circ}W/25^{\circ}$).

Les charnockites et granites de la structure annulaire de Aimorés (bordure sud-est) montrent une foliation d'attitude moyenne $N10^{\circ}W/60^{\circ}NE$. Les structures S-C (figure II-4D) et l'asymétrie des enclaves basiques (figure II-4F) indiquent la prédominance de mouvements dextres-normaux. Par contre, les charnockites à l'ouest de Itapina montrent une foliation de faible pendage vers le N ou NW.

Nous observons (figure II-4C, D, E, F et G), sur la base de la géométrie des plis, de l'orientation de la linéation minérale et des structures S-C, la présence de mouvements dextres normaux et, localement, des mouvements inverses senestres probablement antérieures (MD104), ce qui suggère une superposition cinématique. Ce domaine a été probablement affecté par la géométrie et la cinématique senestre de la zone de cisaillement Vitória (figure II-1).

II-3.2.3 / Domaine Central

Le Domaine Central est limité par le contact entre le batholite Galiléia et le Complexe Pocrane à l'ouest et par le méridien qui passe approximativement par les villes de Resplendor et Independência à l'est (figure II-3, Domaine Central des sections A-B et C-D).

Ce domaine est formé par les séquences métasédimentaires du groupe Rio Doce (formation São Tomé) et du groupe Crenaque (quartzites), par les granitoïdes des suites Galiléia et Urucum et par des pegmatites (figure II-5). Il est marqué par des linéaments de direction NS à $N35^{\circ}W$ de même direction que la foliation générale. Ces linéaments sont des zones de cisaillements qui présentent une importante composante décrochante. Ce sont probablement d'anciennes structures réactivées pendant le cycle Brasiliano. Le couloir de cisaillement Galiléia-Resplendor (figure II-5) en est un exemple et semble contrôler la mise en place des granitoïdes de la suite Urucum.

II-3.2.3.1 / Les schistes de la formation São Tomé

Le schiste São Tomé présente une schistosité S_n (au sens de Hobbs *et al.*, 1976; Davis, 1984) de direction NW avec un pendage d'angle moyen à élevé (maximum $N36^{\circ}W/72^{\circ}SW$) (figure II-6). Cette schistosité est parallèle au plan axial de plis isoclinaux observés à différentes échelles et elle est matérialisée par la disposition plane des biotites et muscovites et par l'intense recristallisation du quartz. Dans les zones de faille, elle montre un aspect milonitique et parfois anastomosée (Bell & Hammond, 1984). Nous avons identifié également une linéation d'étirement minéral (L_{min}) représentée par l'allongement des micas et par la disposition des "ribbons" de quartz recristallisé. Cette linéation a un pendage qui varie de subhorizontale à subverticale (figure II-6A). Le comportement de la linéation associé à d'autres indicateurs cinématiques (structures S-C, géométrie de plis, etc) montre

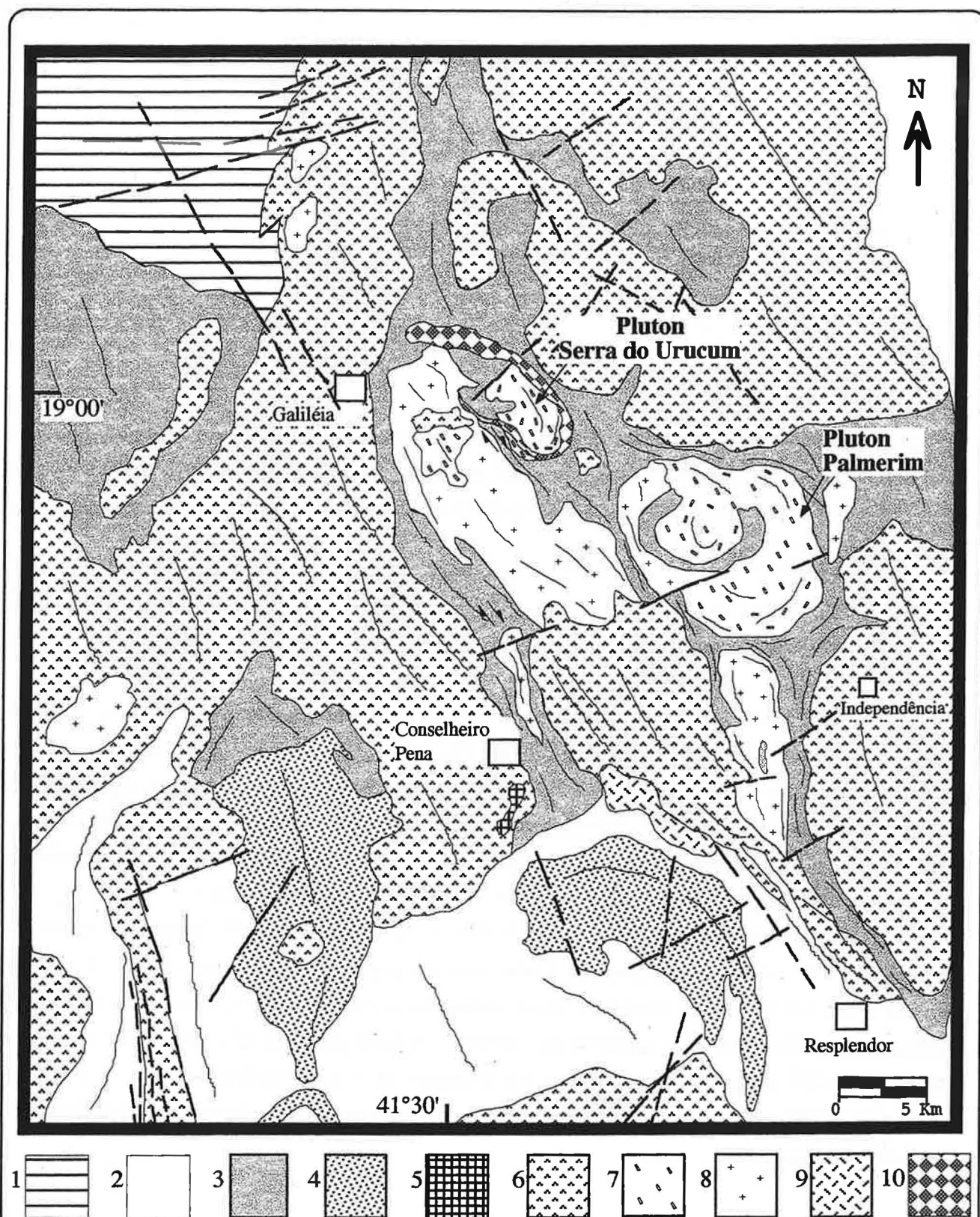
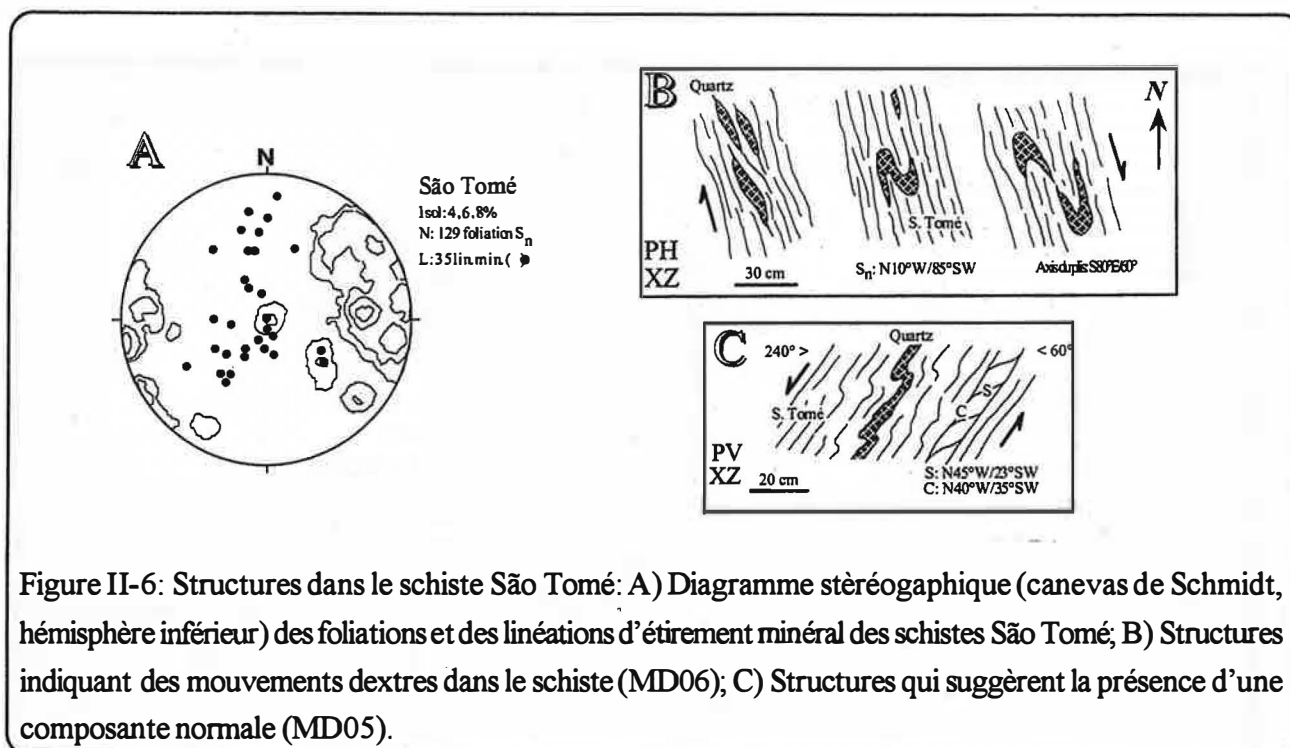


Figure II-5: Carte géologique de la région étudiée au sud-est du Brésil. Socle d'âge Archéen à Protérozoïque supérieur: 1- Gneiss Piedade, 2- Complexo Pocrane; Couverture métasédimentaire d'âge Protérozoïque supérieur: 3- Schistes de la formation São Tomé (groupe Rio Doce), 4- Quartzites à sérécite du groupe Crenaque; Suite Galiléia: 5- Tonalite, 6- Granodiorite et granite; Suite Urucum: 7- Granite à mégafeldspath potassique (faciès Urucum), 8- Granites à grain moyen à grossier (faciès Palmital); 9- Granite à tourmaline, 10- Zone de pegmatites de la Serra do Urucum. Trait continu: trajectoire de la foliation; tiretés: linéaments.



l'importance d'une composante oblique à directionnelle dextre (figure II-6B et photo B, C et D de la planche 1) et, localement, d'une composante normale (figure II-6C et photo E de la planche 1) dans ces roches.

La stratification primaire (S_0) de ces roches peut être localement préservée. Elle est représentée par l'alternance des lits quartz-feldspatiques avec des niveaux micacés.

A proximité de certains plutons de la suite Urucum (exemple: pluton Palmerim, figure II-5), la trajectoire de la schistosité S_n est fortement perturbée et elle est moulée au contour des plutons. Au nord-ouest et au sud-est du pluton Palmerim (figure II-5) nous avons identifié la formation de structures semblables aux points triples de Berthé *et al.* (1979), Brun (1981) et Pons (1982).

Un clivage de crénulation S_{n+1} (*sensu* Hobbs *et al.*, 1976; Gray, 1979) vient se surimposer à la schistosité S_n . Il a une direction NS à NW avec un pendage variable entre 20° à 55° orienté suivant le cas NE ou SW. Ce clivage est dû à l'intense microplissement de S_n . Les axes des microplis définissent une linéation de crénulation qui présente un faible pendage de direction variable entre N-NE et N-NW (photo F de la planche 1). L'analyse de ces microplissements nous a permis d'interpréter cette structure comme un clivage d'extension imposé au cours d'une phase de déformation tardi-orogénique.

II-3.2.3.2 / Les granitoïdes

D'une façon générale, les études géométriques et cinématiques des massifs granitiques ont pour objectif la reconnaissance de l'organisation structurale interne des corps et sa relation avec celle des roches encaissantes. Une fois que le magma granitique monte vers des niveaux de plus en plus superficiels de la croûte, le type de fabrique interne varie en réponse au changement de rhéologie.

On peut observer aussi bien des structures formées à l'état magmatique comme à l'état solide. La transition entre le comportement magmatique et le comportement solide commence autour du point critique, c'est à dire aux environs de 30% de liquide (Arzi, 1978; Van der Molen & Paterson, 1979).

La suite Galiléia

En raison du caractère restreinte de notre zone de travail par rapport à la surface totale du batholite Galiléia, l'étude structurale de cette suite se limite à la description de certaines structures mésostructurales observées localement.

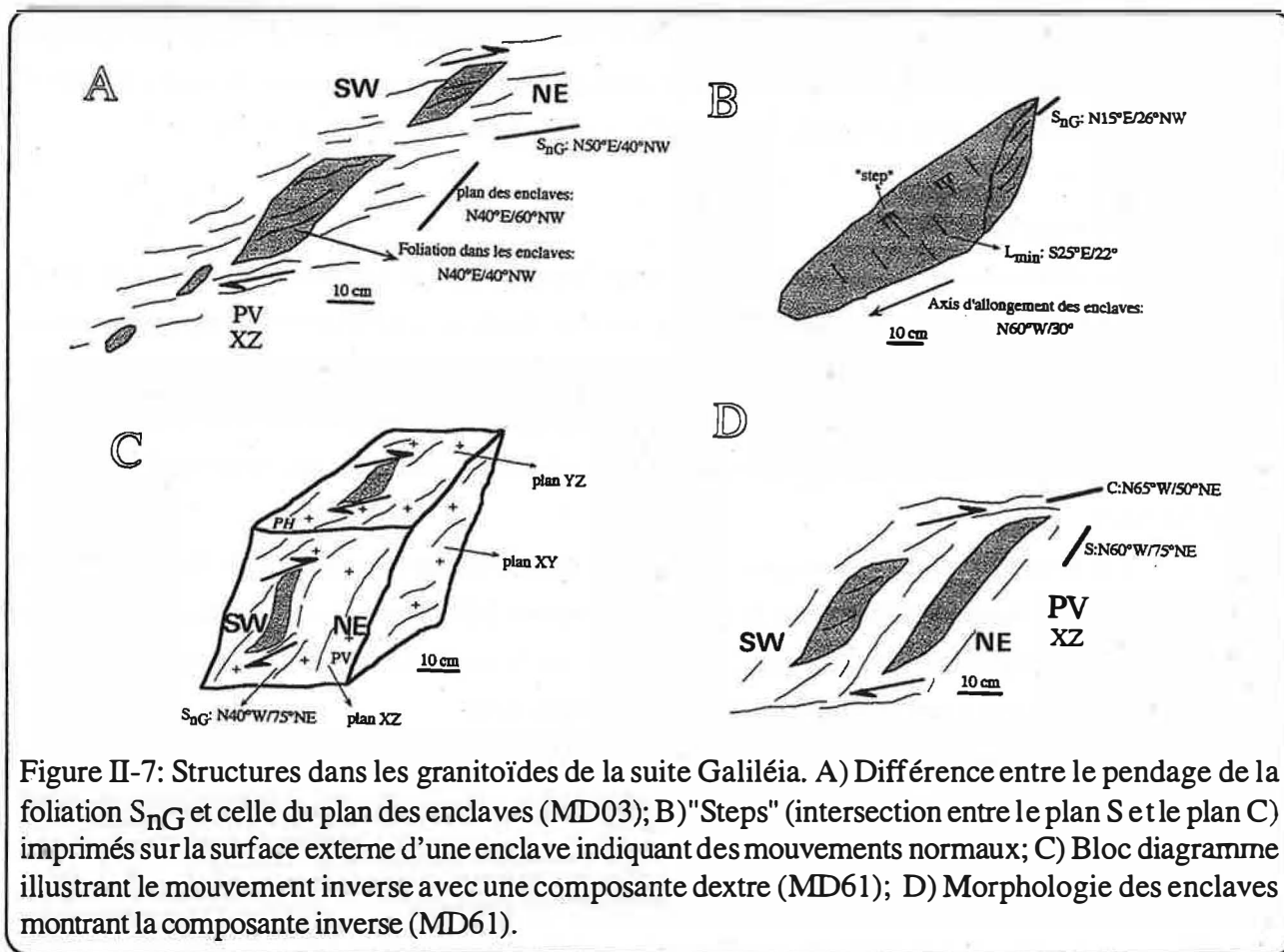
La structuration interne des granitoïdes de la suite Galiléia est marquée par la présence systématique d'une foliation à l'état solide S_{nG} (G=Galiléia) et, plus rarement, par des structures magmatiques préservées.

Les structures magmatiques sont caractérisées mésostructuralement par des alternances de lits riches en amphibole et biotite et de lits riches en plagioclases (point MD14), et microstructuralement par un subtil alignement de plagioclases zonés et/ou d'amphiboles. En raison de la difficulté d'identification et de leur rareté, ces structures n'ont pas été mesurées systématiquement.

La foliation S_{nG} est caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux, surtout des biotites. Cette foliation est localement très prononcée (protomylonitique). Dans la plus grande partie des affleurements elle a une orientation NW avec un pendage moyen à élevé (50-80°) vers NE ou SW (diagramme de la figure II-3). Au sein du corps situé aux environs de Independência (MD42 et MD43), cette foliation montre un faible pendage (10°-30°) le N et le NE. Les linéations minérales (surtout des biotites et d'agrégats de quartz) ont soit une direction proche de EW avec un pendage moyen à élevé parallèle à la direction du pendage de la foliation (direction "dip"), soit se placent de manière oblique sur le plan de la foliation montrant un pendage modéré (figure II-3). Ceci suggère l'importance de mouvements avec une composante directionnelle pendant ou après la mise en place de ces roches. Localement, cette linéation est très prononcée (MD45).

Les granitoïdes de la suite Galiléia renferment de nombreuses enclaves mafiques qui ont généralement une forme aplatie (rapport X/Y jusqu'à 5, où X = axe majeur et Y = axe intermédiaire). Les enclaves des granodiorites, dans le couloir de cisaillement Galiléia-Resplendor (point MD03), montrent un axe d'allongement moyen d'orientation N30°-60°W/20°-35° et un plan d'aplatissement (XY) orienté selon N0°-30°W/35°-45°SW (photo A et B de la planche 2). La foliation S_{nG} des granitoïdes présente systématiquement un pendage relativement faible par rapport à celui du plan d'aplatissement des enclaves (figure II-7A et photo C de la planche 2). La linéation d'étirement minéral (biotites) a une direction S25°E/22°. Elle est imprimée sur la surface des enclaves et semble associée à des intersections entre la surface S (schistosité) et C (surface de cisaillement) indiquant localement des mouvements normaux (figure II-7B).

A l'ouest du couloir de cisaillement (point MD61, carrière de Barra do Cuité) la géométrie des enclaves (figure II-7C et D) est toutefois différente. Elle indique des mouvements inverses avec une composante dextre déversée vers N30°W parallèle à l'axe majeur des enclaves.



La suite Urucum

Nous avons utilisé les critères d'identification de Paterson *et al.* (1989) pour déterminer la transition allant entre la foliation magmatique et la foliation à l'état solide, ainsi que l'étude texturale du quartz, meilleur marqueur de cette transition au sein de l'assemblage minéralogique des granites (Vauchez, 1980; Guillet *et al.*, 1985; Guineberteau *et al.*, 1987).

La structuration mésooscopique des granites de la suite Urucum est représentée essentiellement par l'interaction d'une foliation de flux magmatique (S_{mag}), acquise sous l'effet de la dynamique d'écoulement magmatique, et d'une foliation à l'état solide (S_{nU}) (U=Urucum; diagramme de la figure II-3, coupe C-D).

La foliation S_{mag} est bien préservée dans le faciès à mégafeldspath potassique (en particulier dans le pluton Palmerim). Cette foliation est matérialisée par l'orientation préférentielle des mégacrists de feldspath potassique (critères basés sur Vernon, 1986) (photo A et D de la planche 3). Géométriquement, la trajectoire de la S_{mag} semble montrer des contours approximativement circulaires et parallèles aux contacts du pluton avec le schiste São Tomé (figure II-5).

La géométrie tridimensionnelle du pluton Palmerim est complexe. Elle est représentée par des foliations de bordure avec un pendage d'angle modéré à élevé, de forme centripète ou centrifuge. Les autres plutons de la suite Urucum (faciès Palmital) se situent à l'ouest du pluton Palmerim et montrent une

géométrie allongée orientée NW. Dans ces cas, la S_{mag} s'oriente NW-SE avec un pendage élevé. Les critères texturaux montrent que la S_{mag} évolue vers une foliation à l'état solide de direction NW, parallèle à la foliation S_{nG} (photo B de la planche 3) des granitoïdes de la suite Galiléia et à la schistosité S_n de l'encaissant, surtout à proximité des contacts.

Une linéation de flux magmatique (L_{mag}) a été définie par l'orientation préférentielle de l'axe cristallographique majeur (Z) des feldspaths potassiques. Elle a la même direction que la foliation, avec un pendage modéré. Au NE du pluton Palmerim cette linéation se dispose sur la position "dip" de la foliation.

Différentes étapes de déformation à l'état solide sont associées à la foliation S_{mag} de la suite Urucum. Ils sont le résultat de l'augmentation progressive de l'intensité de déformation. On peut individualiser un stade précoce marqué par la disposition plane des biotites et muscovites (foliation S_{nU}) et par l'extinction onduleuse du quartz. A ce stade, la recrystallisation est très rare. Cette foliation est parallèle à la schistosité S_n dans les schistes encaissants à laquelle elle semble être génétiquement associée. Progressivement, dans des conditions de déformation plus avancée, il y a eu une intense protomylonitisation marquée surtout par la recrystallisation accentuée du quartz et parfois du microcline de la matrice avec polygonisation et par l'individualisation de sous-grains et l'occurrence d'agrégats ellipsoïdaux de quartz. Ceci suggère une déformation plastique dans des conditions de température d'environ 450°C (Tullis, 1983). Ce stade est aussi caractérisé par la présence de structures S-C et d'une linéation d'étirement minéral (L_{min-U}). Dans ce cas, les granites (plutons allongés selon NW du faciès Palmital) se transforment localement en "orthoigneiss" protomylonitiques (photo B de la planche 3) avec la foliation à l'état solide // à la schistosité du schiste São Tomé (N20°-30°W/60°-80°SW ou NE).

Dans la plus grande partie des affleurements nous pouvons observer des feldspaths potassiques automorphes (tardives) enveloppés dans une matrice déformée et recrystallisée. Nous observons également des mégacristsaux de feldspath potassique déformés formant le coeur d'ombres de pression (photo D de la planche 3). Ces deux observations suggèrent une interaction complexe entre les stades de cristallisation, de mise en place et de déformation des plutons de la suite Urucum.

L'écoulement d'un magma le long d'un interface pluton-encaissant engendre des mouvements qui tendent à orienter les minéraux parallèlement au plan de cisaillement. L'analyse détaillée du sens d'imbrication des feldspaths potassiques ("tiling" de Den-Tex, 1966; "tuilage" de Blumenfeld, 1983 et Blumenfeld & Bouchez, 1988) (figura II-8A, B, C et D), les structures S-C, l'asymétrie des ombres de pression autour des feldspaths (figura II-8), les plis des filonnets de quartz ou des pegmatiques centimétriques et l'intersection entre S et C ("steps"), imprimée sur les surfaces de cisaillement, indiquent que les granitoïdes de la suite Urucum ont subi une histoire de déformation balisée par un régime de déformation non-coaxiale (rotationnelle) avec une importante composante dextre-normale. Lors de cette déformation ces granitoïdes (surtout la matrice des mégacristsaux) était au moins partiellement viscoses. Localement, on peut identifier la présence de mouvements senestres tardifs avec la formation de foliation protomylonitique et des plis asymétriques sur la forme de "S" (figure II-8E et F).

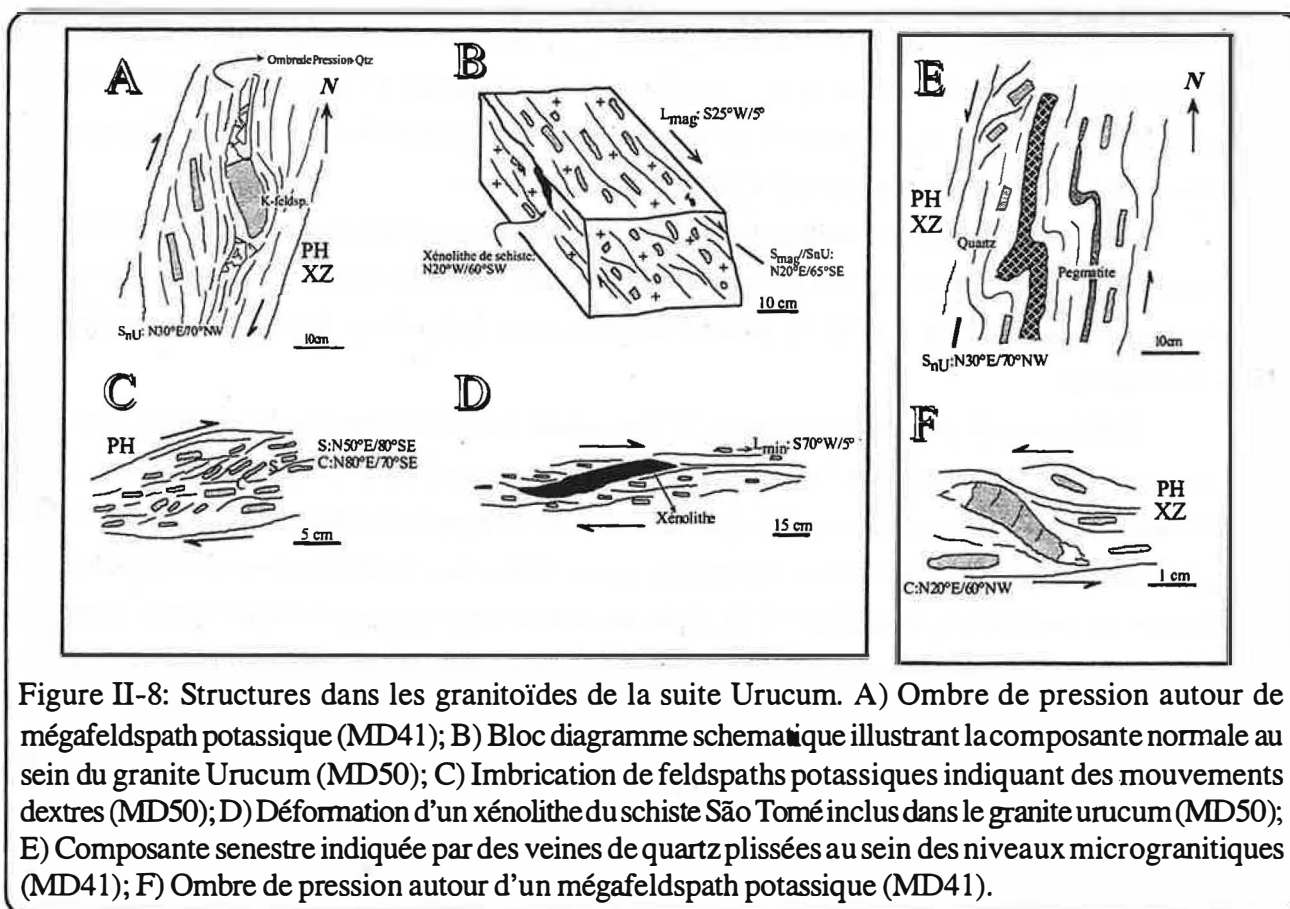


Figure II-8: Structures dans les granitoïdes de la suite Urucum. A) Ombre de pression autour de mégafeldspath potassique (MD41); B) Bloc diagramme schématique illustrant la composante normale au sein du granite Urucum (MD50); C) Imbrication de feldspaths potassiques indiquant des mouvements dextres (MD50); D) Déformation d'un xénolithe du schiste São Tomé inclus dans le granite urucum (MD50); E) Composante senestre indiquée par des veines de quartz plissées au sein des niveaux microgranitiques (MD41); F) Ombre de pression autour d'un mégafeldspath potassique (MD41).

II-3.2.3.3 / Les pegmatites et leurs styles de déformation

Les pegmatites sont en général tabulaires, d'épaisseur centimétrique à décimétrique et zonées. Elles sont parallèles à la schistosité S_n du schiste São Tomé. Cependant, un certain nombre de pegmatites ont été plissées, boudinées et faillées, ce qui suggère qu'elles ont été déformées pendant et/ou après leur mise en place. Sur la base des relations de terrain, nous avons identifié deux familles principales de pegmatites (figure II-9A, B et C) qui montrent l'importance du cisaillement dextre dans la région (figure II-9A).

Les pegmatites plissées en style isoclinal sous forme de Z (photo A de la planche 4) sont les plus précoces et sont toujours encaissées dans les schistes (points MD01, MD49 et MD50). La foliation de plan axial de ces plis a la même direction que la schistosité S_n N20°W/80°NE (figure II-9C) avec un axe de plis qui varie d'un point à l'autre de N10°W à N50°W avec un pendage entre 30 et 50° SE ou NW.

Les corps des pegmatites boudinées exhibent un axe de boudinage de direction (communément NS à N50°W avec un pendage de 20° N ou NW) sub-parallèle à la direction de la schistosité S_n des micaschistes (figure II-9E et F; photo F de la planche 4). Localement, les pegmatites sont recoupées par des failles normales (figure II-9D; photo E de la planche 4). En revanche, d'autres pegmatites coupent la foliation des granites et semblent s'associer à une phase tectonique extensive tardive (figure II-9G).

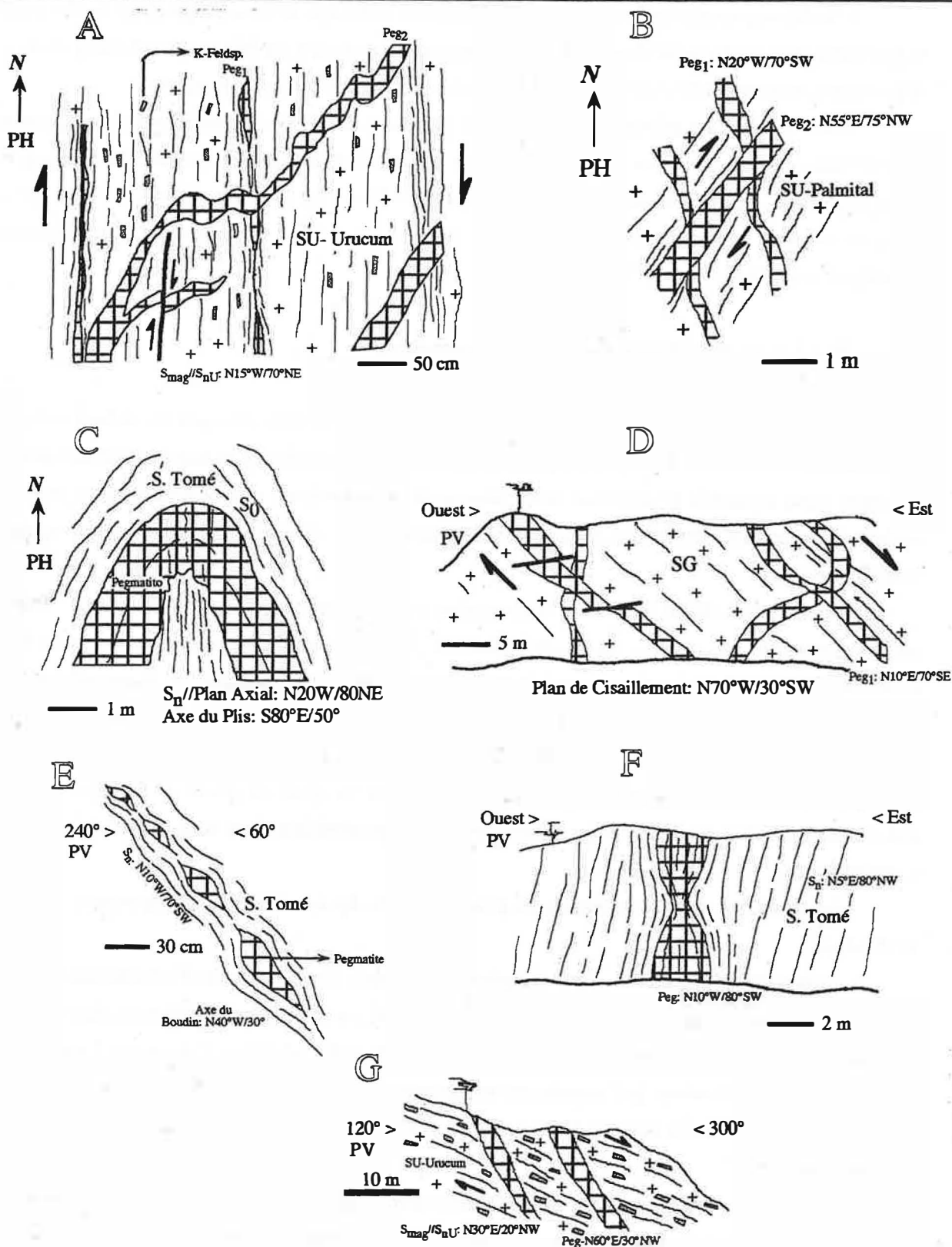


Figure II-9: Styles structuraux observés dans les pegmatites de la région de Conselheiro Pena - Galiléia. A) Deux familles de pegmatites cisillées indiquant des mouvements dextres (MD19); B) Deux familles de pegmatites; la première a été cisillée ("drags") (MD21); C) Pegmatite métrique plissée de façon fermée (MD50); D) Deux familles de pegmatites montrant des mouvements normaux (MD45); E) Structure du type "pinch and swell" dans une pegmatite (MD05); F) Mégapegmatite boudinée (MD06); G) Pegmatites sectionnant la foliation du granite Urucum (mouvement normal, MD56)

L'analyse géométrique des plis et des structures telles que le boudinage et les failles normales suggère un cadre cinématique dextre avec des mouvements normaux tardifs, ce qui est compatible avec la déformation régionale observée dans les schistes et en grande partie des granitoïdes.

Dans la littérature géologique, nous avons plusieurs exemples de champs pegmatitiques dont la mise en place est associée à des structures linéaires comparables à celles proposées pour les pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena: English River et Quetico (Cerny, 1990); province hercynienne des Appalaches (Kesler, 1976); partie ouest de la province du Pamir-Hindukush (Rossovskyi & Chmyrev, 1977).

II-3.3 / Les différentes phases de déformation

L'analyse des structures des granites de la suite Urucum, de leur principal encaissant (schiste de la formation São Tomé) et, dans une moindre mesure, des granitoïdes de la suite Galiléia et des gneiss du socle, nous a permis d'identifier deux phases de déformations principales dans la région. Voir tableau II-4 pour un résumé des principales structures et des interprétations cinématiques des trois domaines étudiés.

La première phase (D_1) a été responsable du développement de la foliation à l'état solide dans les granites (S_{ng} et S_{nu}), de la schistosité (S_n) dans les schistes São Tomé et de la linéation d'étirement minéral. Cette phase semble avoir aussi conditionné la foliation magmatique (S_{mag}) et une linéation de flux magmatique, surtout au sein des granites de la suite Urucum (faciès à mégafeldspath potassique). Nous interprétons cette phase comme celle qui marque l'épisode tectonique principal de la région, à partir duquel ont été possible la mise en place et la déformation syn-tectonique des différents faciès des granites Urucum et, probablement, du batholite de la suite Galiléia. Cette interprétation a été basée sur:

- le parallélisme entre la foliation des granites et celle des schistes encaissants et leurs cinématiques semblables;
- l'intrusion d'une grande partie des plutons de la suite Urucum (faciès Palmital) dans la direction d'elongation maximale de l'ellipsoïde de déformation (NW, parallèlement à la foliation régionale);
- la présence de points triples aux extrémités NW et SE du pluton Palmerim. La géométrie en points triples de la foliation de l'encaissant est un argument fort (Brun & Pons, 1981; Lagarde *et al.*, 1990) pour suggérer que la mise en place des granites et la schistogénèse de la formation São Tomé sont contemporaines.

Localement, nous observons une inversion cinématique (point MD41; photo C de la planche 4). Elle se manifeste par un épisode de cisaillement senestre imprimé principalement dans le faciès à mégafeldspath potassique, à l'est du pluton Palmerim. Cette phase peut représenter une inversion cinématique locale (dextre vers senestre) due à l'activation de la zone de cisaillement senestre de Vitória, située à l'est, et qui a pu jouer un rôle important dans la compartimentation de la région.

La deuxième phase (D_2) est responsable du clivage de crénulation d'extension, de la linéation de crénulation, des mésofailles fragiles et des phénomènes de boudinage. Cette phase peut être

Tableau II-4: Résumé des principales structures et des interprétations cinématiques des domaines Ouest, Est et Central.

Domaines	Lithologie	Structures et cinématique
Ouest	Gneiss des complexes Juíz de Fora, Pocrane et Piedade	<ul style="list-style-type: none"> - S_{ng} entre N20°W et N20°E avec pendage entre 10° et 40°NE; le pendage de S_{ng} semble augmenter vers est (jusqu'à 70°); - L_{min} de faible pendage (jusqu'à 40°) variant entre N60°E et S60°E; - Plis isoclinaux déversés vers l'ouest; - Prédomine de chevauchements avec importante composante de cisaillement oblique vers NW coupés par des failles normales tardives (plis en "Z").
Est	Gneiss du complexe Paraíba do Sul	<ul style="list-style-type: none"> - S_{ng} subverticale de direction moyenne N30°W avec fort pendage vers NE; - L_{min} oblique-directionnelle N10-15°E/10°30°; - "rods": N10°-30°E/5-20°; - prédomine de mouvements directionnels dextres normaux (phase D_1).
	Charnockites Aimorés	<ul style="list-style-type: none"> - S_n: N10°W/60°NE; - mouvements dextres (phase D_1).
	Charnockites Itapina	-Foliation de faible pendage (10°-30°) vers le N ou NW.
Central	Schiste São Tomé	<ul style="list-style-type: none"> - Schistosité S_n de direction moyenne N36°W/72°SW; - L_{min} oblique à "dip"; - Plis sur la forme de "Z"; - mouvements avec forte composante dextre (phase D_1); - Clivage de crenulation NS à NW/20-55°NE ou SW; L_{cren} de faible pendage (phase D_2);
	Suite Galiléia	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation S_{ng}: N20°-30°W avec pendage entre 50°-80° vers NE ou SW; - L_{min} oblique à "dip"; - Présence d'une composant oblique- directionnelle; - Axe de allongement des enclaves: N30°-60°W/20°-35°. Localement: mouvements inverses avec composante dextre.
	Suite Urucum Faciès Urucum	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation magmatique (S_{mag}) communement sub-parallèle à la foliation à l'état solide (S_{nU}); -Linéation magmatique: S25°W/5° - Forte composante directionnelle-dextre (phase D_1) dans le SE du pluton Palmerim (S_{nU}: N30°E/70°SE);
	Faciès Palmital	<ul style="list-style-type: none"> - Plutons allongés selon NW; - Foliation à l'état solide N20°-30°W // à l'allongement des plutons et // à la schistosité S_n des schistes (phase D_1); - Linéation minéral oblique- à subhorizontale; - Forte composante directionnelle dextre (phase D_1).
	Pegmatites	<ul style="list-style-type: none"> - Coupées ou parallèles à la schistosité des schistes São Tomé (phase D_1); - Parfois associés à des failles directionnelles dextres; - Plis sur la forme de "Z"; mouvements dextres (phase D_1); - Boudinages et failles normales (phase D_2)

interprétée soit comme le résultat de composantes normales au sein du mouvement général dextre, soit comme le résultat d'une extension pendant un épisode tard à post orogénique.

En résumé, la région est marquée principalement par des mouvements décrochants ductiles soit dextres (phase D_1) soit localement senestres (MD41) avec une composante normale associée. L'intensité de la déformation dans la région de Conselheiro Pena - Galiléia est extrêmement hétérogène, surtout dans la direction perpendiculaire au couloir de cisaillement Galiléia-Resplendor. Celui-ci a une direction NW-SE et il se situe à l'ouest du pluton Palmerim. Il semble connecté à la zone de cisaillement dextre de Guaçuí.

Ce modèle est compatible avec des modèles tectoniques où jouent des composantes transpressives et transtensives (au sens de Sanderson & Marchini, 1984). Dans ce cas, l'interaction entre chevauchements, plissements et décrochements dans la région a été le résultat de mégafailles décrochantes (zone de cisaillement dextre de Guaçuí et zone de cisaillement senestre de Vitória) associées à la ceinture de cisaillement Atlantique défini par Machado & Endo (1993a). De la même façon que dans la région du Rio Doce, la ceinture Atlantique montre des inversion cinématiques (dextre-senestre). L'existence des décrochements ductiles est très commune dans les chaînes de cisaillement telle que la chaîne Hercynienne de l'Europe où cette déformation intracontinentale est interprétée comme postérieure à la mise en place des nappes et des plis couchés des zones internes et fortement accompagnée d'intrusions granitiques (Lagarde *et al.*, 1992).

Les roches considérées comme le socle de la région du Rio Doce montrent une histoire géométrique et cinématique beaucoup plus complexe, car elles ont probablement subi plusieurs événements tectono-magmatiques qui remontent au Protérozoïque inférieur ou même à l'Archéen. Cependant, on peut observer des structures de direction compatibles (foliation, linéations, boudinages, etc.) avec celles des granitoïdes et du schiste São Tomé, ce qui suggère que ces roches ont subi, entre autres, les mêmes phases de déformation que les schistes São Tomé et les granites. Ces observations confirment l'importance régionale des structures et de la cinématique identifiées dans les compartiments de ce segment de la chaîne Atlantique.

II-3.4 / La mise en place des granites

La structure finale de mise en place des corps granitiques dans la croûte supérieure est contrôlée par l'interférence entre le champ de la déformation régionale (forces tectoniques syn-mise en place) et le champ de déformation locale (forces ascensionnelles du magma) lié aux effets de l'intrusion (Pitcher, 1979; Brun, 1981; Castro, 1985 et 1987; Hutton, 1988; Lagarde *et al.*, 1990). Donc, lors de leur mise en place, les massifs granitiques enregistrent la tectonique régionale comme un marqueur actif (Brun & Pons, 1981).

D'une façon générale, l'ascension de magma peut produire la mise en place sous forme de filons à travers de systèmes de fractures et/ou de failles profondes (Shaw, 1980; Marsh, 1982, Etheridge *et al.*, 1983, Clemens & Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1994) ou par des processus diapiriques causés par différence de densité entre le magma et la roche encaissante (Ramberg, 1967 et 1970; England, 1990). Ce dernier mode de mise en place est bien argumenté dans des modèles expérimentaux où le contraste de résistance entre le magma et l'encaissant est faible.

Dans la littérature, plusieurs plutons sont caractérisés comme chronologiquement et spatialement associés à zones de cisaillement décrochantes (Batholite de Donegal, Pitcher & Berger, 1972, Hutton, 1982; Plutons Ajjaj, Davies, 1982; Ratagein Granite d'Ecosse, Hutton & McErlean, 1991), à zones transpressives (Ox Montains Igneous Complex, McCaffrey, 1992; Chaîne Cadomienne au NW de la France, D'Lemos *et al.*, 1992), à l'intrusion en zones de cisaillement par mécanismes de "ballooning" (Brun & Pons, 1981; Pons, 1982) et à fractures ou zones de cisaillement extensives (Castro, 1987; Hutton *et al.*, 1990; Paterson & Fowler, 1993).

Dans notre cas, la forte corrélation spatiale observée entre les granites et les pegmatites, surtout de la suite Urucum, et le décrochement (zone de cisaillement Galiléia-Resplendor) suggère que ces failles (phase D₁) ont contrôlé l'ascension des magmas et leur mise en place dans les niveaux relativement superficiels de la croûte. Les travaux de Berdiel (1995) suggèrent que les intrusions magmatiques en régime décrochant se mettent en place dans la direction de l'axe d'élongation maximal de l'ellipsoïde de déformation (λ_1), et ce lieu de mise en place est défini dès les premiers stades de l'injection. Ceci peut expliquer la position des plutons allongés de la suite Urucum et celle des pegmatites. La présence d'une roche encaissante ductile, dans notre cas le schiste São Tomé, est capable d'accommoder une partie de la déformation produite par le gonflement du massif, ce qui favorisera leur mise en place. Des exemples de ce type d'intrusion ont été étudiés aussi par Hanmer & Vigneresse (1980) et Vigneresse & Brun (1983) dans les leucogranites associés au cisaillement Sud-Armoricain.

La phase d'extension (D₂) observée dans la région peut être en partie contemporaine ou légèrement postérieure aux décrochements. Dans cette dernière hypothèse, nous pouvons envisager un modèle de mise en place des granitoïdes de la suite Urucum dans la croûte supérieure le long de fractures/failles crustales qui intervient après la période d'épaississement de la lithosphère qui débute la collision. Dans ce cas, les chevauchements sont très secondaires. Au moment de la mise en place des ces granites, le raccourcissement crustal lié à la convergence continentale a été accommodé surtout par les failles de décrochements ductiles comparables à celles que Lagarde *et al.* (1992) ont proposé pour la Chaîne Hercynienne de l'Ouest Européen.

En raison du manque de données régionales sur le batholite de la suite Galiléia, on ne peut pas envisager leur scénario de mise en place. Cependant, nous avons observé que cette suite est légèrement plus ancienne que la suite Urucum (voir chapitre VI) et qu'elle a été aussi affectée par une foliation à l'état solide géométriquement semblable à celle des schistes São Tomé et des granites de la suite Urucum. Ceci suggère un cadre de mise en place pour la suite Galiléia, au moins en partie, comparable à celui de la suite Urucum.

II-4 / Conclusions

La région de Galiléia - Conselheiro Pena a été affectée par les cycles orogéniques Transamazônico et Brasiliano. Le premier, d'âge Protérozoïque inférieur (2200-1800 Ma), a été enregistré surtout dans les roches du socle (Complexes Juíz de Fora et Pocrane). Ce cycle a été responsable de la formation de roches métamorphiques de moyen à haut degré (gneiss et gneiss granulitiques) et de la remobilisation de roches plus anciennes. Le cycle Brasiliano (900-500 Ma) est représenté dans la région par un métamorphisme des séquences sédimentaires (groupe Rio Doce et Crenaque) du faciès amphibolite inférieur (staurotide+grenat±sillimanite) observé surtout dans les roches de la formation São Tomé avec différentes phases de déformation et les intrusions des deux suites granitiques: la suite Galiléia et la suite Urucum.

L'étude structurale préliminaire de ces roches granitiques et de leur principal encaissant nous a permis de remarquer certains aspects fondamentaux de l'évolution tectonique de la région:

1) On a pu identifier deux phases de déformations principales. La première phase a été responsable de la foliation et de la linéation à l'état solide imprimées dans les encaissants et les granites et par le conditionnement de la foliation de flux magmatique dans les granites de la suite Urucum (faciès moyen à grossier). Cette phase est représentée surtout par des mouvements décrochants dextres. Localement, nous observons une inversion cinématique marquée par des structures (plis, "drags") qui indiquent des mouvements senestres enregistrés dans les roches de la suite Urucum. La deuxième phase de déformation est caractérisée par le clivage de crénulation, le boudinage et les failles normales, probablement associées à une phase d'extension tardi à post-magmatique;

2) L'évolution de la région semble liée à l'extension nord de la zone de cisaillement dextre de Guaçu et à la progression vers l'ouest de la zone de cisaillement senestre de Vitória;

3) La relation spatiale entre les granites et les pegmatites de la suite Urucum et le couloir de cisaillement Galiléia-Resplendor, la forme allongée des plutons de cette suite et la cinématique comparable dans le granite et le schiste encaissant semblent indiquer que les granites Urucum sont syn-tectoniques par rapport à la première phase de déformation et que leur mise en place a été contrôlée par les failles décrochantes;

4) On a pu observer deux familles principales de pegmatites. Ces familles intrudent aussi bien les schistes que les granites des suites Galiléia et Urucum. Les structures et la cinématique observées dans les pegmatites sont compatibles avec celles des schistes et des granites;

5) Les roches du socle montrent une histoire beaucoup plus complexe. Cependant, on a pu observer des structures qui montrent des géométries et cinématiques comparables à celles des granites et des schistes, ce qui indique le caractère régional des phases de déformation identifiées dans la région de Conselheiro Pena - Galiléia.

Planche 1

Photo A: Plis fermé d'axe N°5E/5° dans le gneiss grenatifère (complexe Piedade) fortement folié de l'affleurement MD08. Ce type de plis suggère des mouvements de chevauchement vers W-NW.

Photo B: Structures S-C indiquant un mouvement avec une composante décrochante dextre dans les micaschistes (formation São Tomé) riches en niveaux de quartz (affleurement MD06).

Photo C et D: Plis en «Z» matérialisé par des filons de quartz d'épaisseur centimétrique dans l'affleurement MD49 (C) et MD5 (D). La schistosité du schiste São Tomé est parallèle au plan axial de ces plis. Dans l'ensemble, la cinématique est décrochante dextre.

Photo E: Détail d'une faille normale dans les schistes de la formation São Tomé (affleurement MD5).

Photo F: Microplissements dans le micaschiste São Tomé. Le plan axial de ces microplissements est représenté par un clivage de crenulation associé à des mouvements normaux (affleurement MD5).

Planche 1

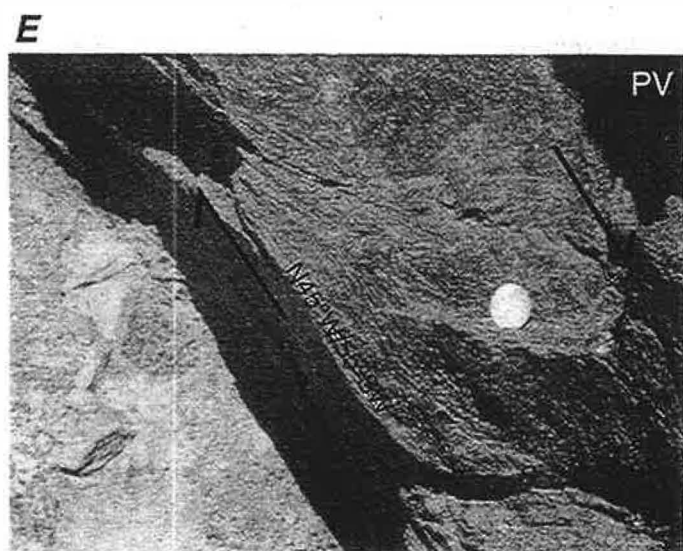


Planche 2

Photo A: Affleurement (MD03; carrière) représentant le faciès granodioritique de la suite Galiléia. Remarquer la présence significative d'enclaves magmatique allongées et d'un filon de 10 cm d'épaisseur de microgranite.

Photo B: Détail d'une enclave magmatique allongée dans l'affleurement MD03. Le plan d'allongement semble être parallèle au plan de foliation à l'état solide dans la granodiorite.

Photo C: Détail d'une enclave de l'affleurement MD03 montrant la présence nette de la foliation à l'état solide. Dans ce cas cette foliation a une direction (N40°E/30°NW) relativement différente de celle du plan d'allongement de l'enclave (N40°E/60°NW).

Photo D: Deux types d'enclaves magmatiques observées dans la carrière de Barra do Cuité (MD61): l'enclave 1 (plus sombre) est plus riche en ferromagnésiens que l'enclave 2. Elle est englobée par l'enclave 2.

Photo E: Présence d'une enclave magmatique et d'un xénolithe de roche gneissique dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD61).

Photo F: Structures concentriques indiquant probablement des mouvements magmatiques convectifs dans la tonalite Itatiaia de la suite Galiléia (affleurement MD14).

Planche 2

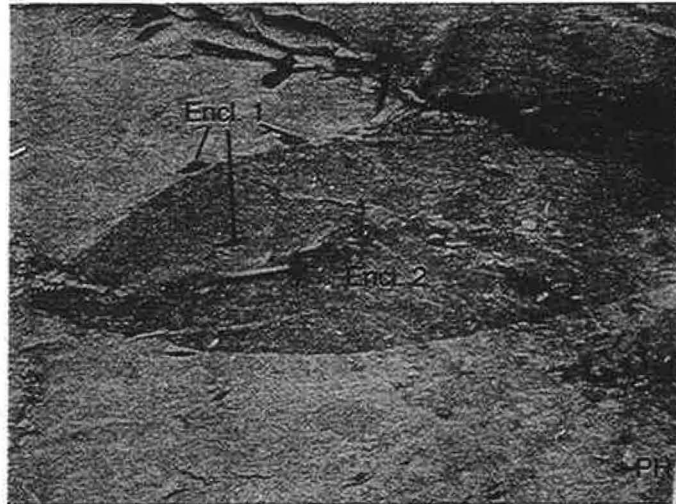
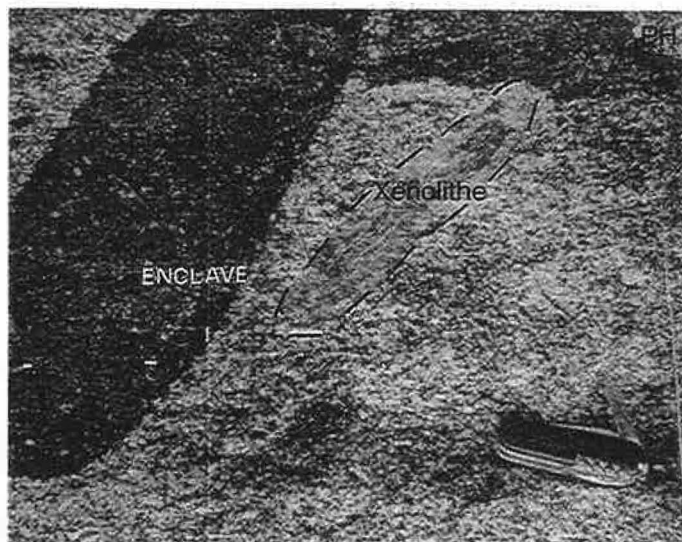
A**B****C****D****E****F**

Planche 3

Photo A: Foliation à l'état solide parallèle à la foliation magmatique (disposition des mégafeldspaths potassiques) dans le faciès Urucum de la suite leucogranitique Urucum (affleurement MD41).

Photo B: Structures S-C indiquant des mouvements décrochants dextres dans les leucogranites déformés du faciès Palmital de la suite Urucum (MD07).

Photo C: Plis en «S» représentant localement des mouvements senestres dans le leucogranite du faciès Urucum (MD41).

Photo D: Cristal de mégafeldspath potassique déformé (sigmoïdal) au sein d'autres cristaux automorphes, ce qui illustre la complexe interaction des structures imprimées dans les stades magmatique et solide (MD41).

Photo E: Niveau microgranitique (riche en monazite) observé dans l'affleurement MD41 du faciès Urucum. Remarquer la présence d'une enclave du faciès à mégafeldspath dans le microgranite.

Photo F: Xénolithe du micashiste à biotite et grenat de la formation São Tomé à l'intérieur du leucogranite à mégafeldspath potassique de la suite Urucum (affleurement MD50).

Planche 3

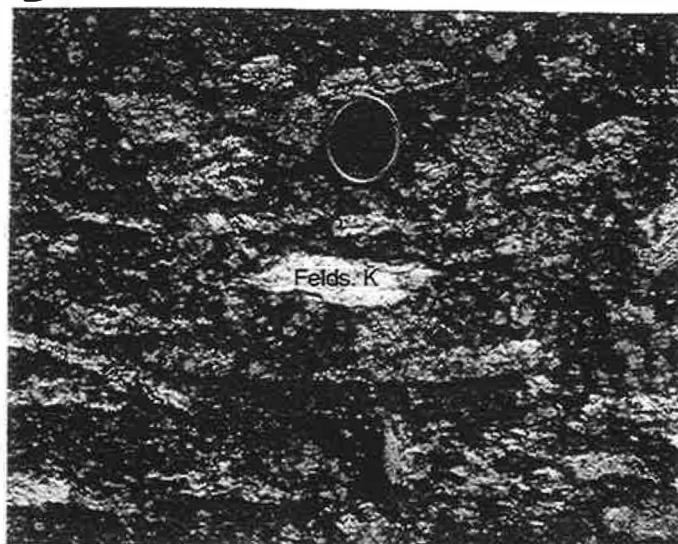
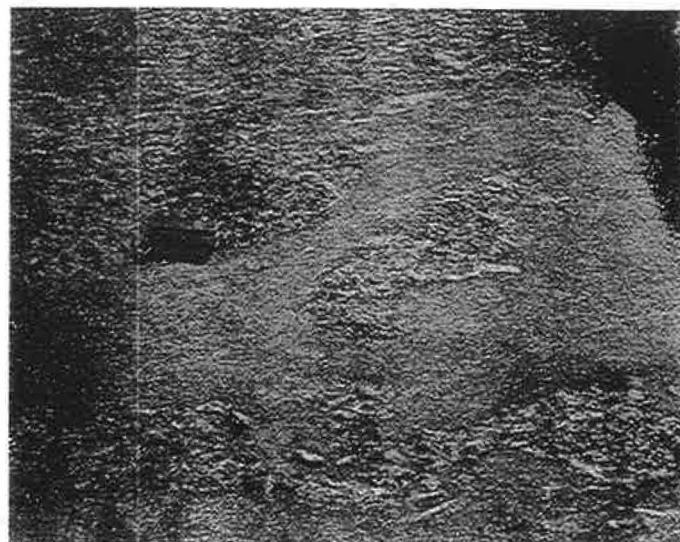
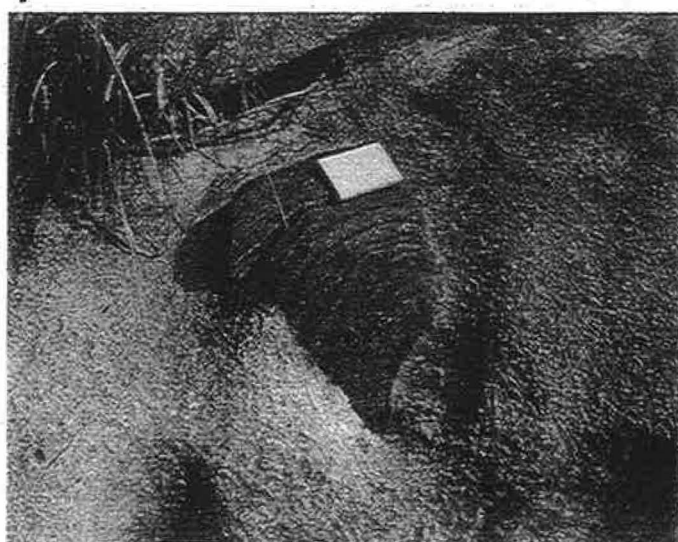
A**B****C****D****E****F**

Planche 4

Photo A: Filon pegmatitique (8 cms d'épaisseur) plié intrusif dans le micaschiste de la formation São Tomé. La schistosité du schiste São Tomé est parallèle au plan axial des plis de la pegmatite (MD01).

Photo B: Région de la charnière d'un plis fermé d'une pegmatite (2 m d'épaisseur) proche de l'affleurement MD50. La schistosité du micaschiste São Tomé est parallèle au plan axial de ce plis.

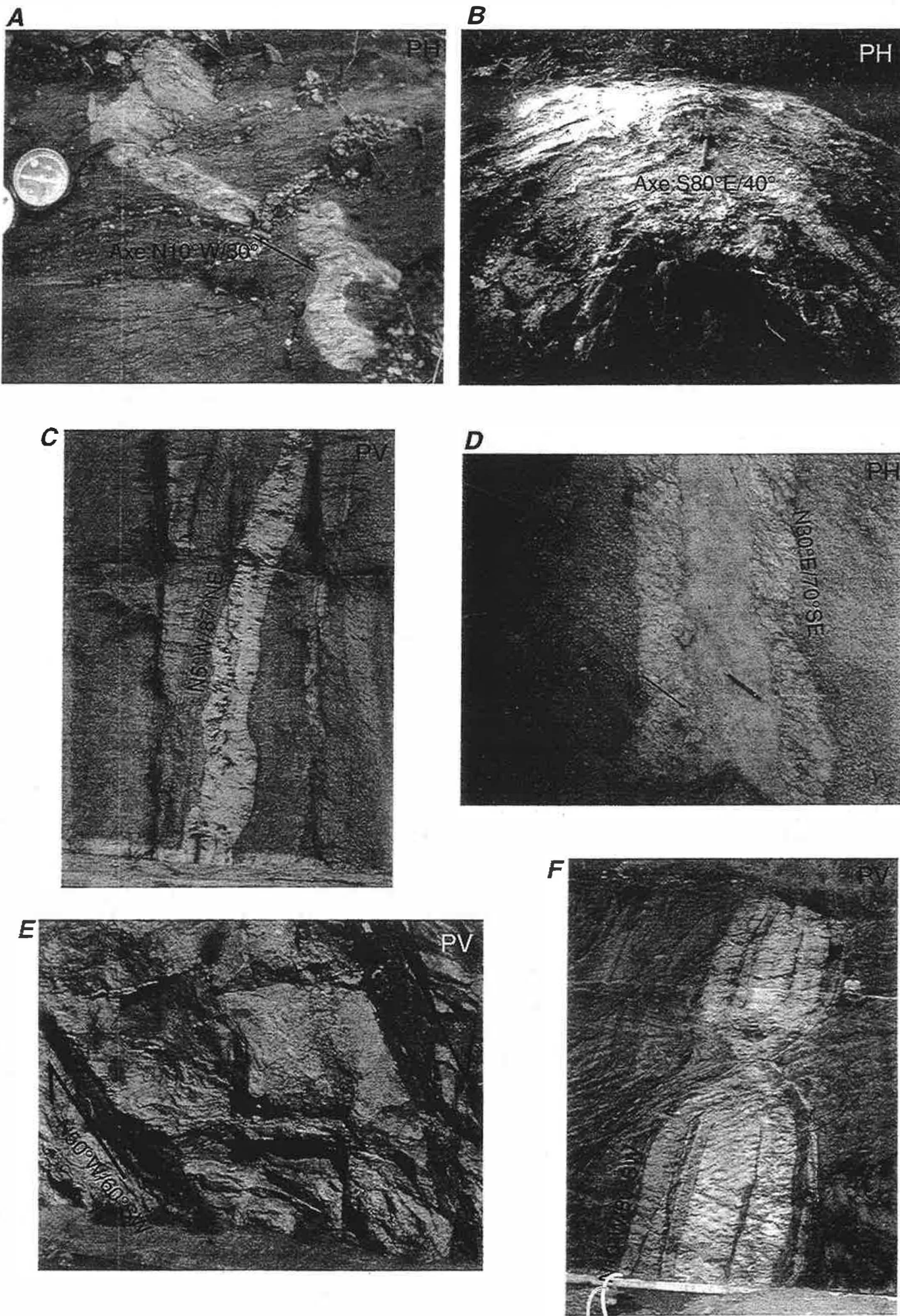
Photo C: Pegmatite sub-verticale (riche en tourmaline noire) intrusive dans le leucogranite déformé du faciès Palmital (MD07).

Photo D: Pegmatite interceptée par la foliation de cisaillement (MD19). Ceci indique que la déformation cisaillante a été importante jusqu'aux stades magmatiques les plus tardifs (cristallisation des pegmatites).

Photo E: Faille normale interceptant une pegmatite de l'affleurement MD05.

Photo F: Boudinage d'une pegmatite (3,5 mètres d'épaisseur) intrusive dans le micaschiste de la formation São Tomé (affleurement MD06).

Planche 4



Chapitre III

Granitoïdes de la Suite Galiléia

III-1 / Pétrographie et minéralogie

III-1.1 / Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude pétrographique et minéralogique des granitoïdes de la suite Galiléia. Comme nous l'avons remarqué dans le chapitre précédent, les granitoïdes de la suite Galiléia sont intrusifs dans les gneiss du complexe Pocrane, dans les micaschistes de la formation São Tomé et dans les quartzites du groupe Crenaque. Ils sont intrudés par des leucogranites de la suite Urucum et par des pegmatites.

III-1.2 / Description des différents faciès

Dans l'ensemble, les granitoïdes de la Suite Galiléia sont hétérogranulaires et grisâtres. Ils ne montrent pas de différences qualitatives quant à leurs paragenèses. Ce sont les proportions modales du plagioclase, biotite et amphibole (tableau III-1-1) et, dans certains cas, la dimension des cristaux qui permettent de distinguer les différents faciès. Globalement, ils forment une suite allant des tonalites aux granites en passant par les granodiorites (tableau III-1-1). En raison de la grande variation de faciès, jouant parfois sur la dizaine de mètres, il n'a pas été possible de réaliser une cartographie de détail de ces différents faciès.

Tableau III-1-1: Compositions modales de certains échantillons représentatifs des différents faciès de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo- granodiorite	Granodiorite	Granite	Enclave microgrenue	Filon granitique intrusif MD03C
Echantillon:	MD14A	MD61	MD03A	MD01.2	MD61C2	MD03C
Minéraux						
Quartz	15	31	33	28	18	25
Plagioclase	40	42	36	32	43	26
Microcline	1.5	4	14	26	1	40
Biotite	19	16	12	11	19	5
Amphibole	18	3	2	-	14	-
Grenat	5	1.5	1	0.7	2	1
Muscovite	-	-	-	0-0.5		0-2
Epid.+allan.	0.3	1	0.6	0.4	1	0.3
Zircon+apat	0.5	0.7	0.5	0.5	0.8	0.3
Sphène	0.3	0.6	0.6	0.5	0.7	0.2
Autres	0.4	0.2	0.3	0.4	0.5	0.2

III-1.2.1 / Les tonalo-granodiorites et les granodiorites

Les tonalo-granodiorites et les granodiorites sont les faciès prédominants de la suite Galiléia. Elles se distinguent sur le terrain par les variations des proportions modales des feldspaths potassiques et des amphiboles.

Les granodiorites affleurent très bien et sont d'accès faciles dans trois localités principales: (i) la carrière de la commune de Barra do Cuité (entre les villes de Galiléia et Conselheiro Pena, rive droite du fleuve Doce, point MD61) où la granodiorite se caractérise par la présence d'amphibole, biotite, grenat et de nombreuses enclaves angulaires ou faiblement allongées (environ 10-15% en volume); (ii) la carrière de la Tour de Télévision de la ville de Conselheiro Pena (point MD12) où affleure une granodiorite à biotite (seule phase ferromagnésienne). Certains plagioclases montrent des cœurs très calciques (bytownite à labradorite). Les enclaves sont relativement plus allongées que celles de la carrière de Barra do Cuité et la granodiorite est recoupée par des filons (1-2 mètres) de microgranite leucocrate à biotite, muscovite et grenat; (iii) la carrière de la route MG259 (entre Galiléia e Conselheiro Pena, rive gauche du fleuve Doce, MD03; photo A de la planche 2), où la granodiorite montre une composition semblable au point MD12, mais les plagioclases sont moins calciques (andésine). Cet affleurement est marqué par une déformation à l'état solide qui se traduit par une foliation et un allongement plus prononcé des enclaves. On observe aussi des filons de microgranite leucocrate (0.7-1 mètre d'épaisseur).

Globalement, les tonalo-granodiorites et les granodiorites sont mésocrates et hétérogranulaires à grain moyen à grossier. Les principaux phénocristaux sont les plagioclases zonés et les amphiboles. Les amphiboles ont une distribution très irrégulière et elles sont toujours présentes dans les tonalo-granodiorites et deviennent plus rares ou absentes dans les granodiorites. Elles sont enveloppées par une matrice plus fine constituée principalement par du quartz, du plagioclase, de la biotite et du microcline interstitiel. Ces faciès montrent une déformation matérialisée par l'extinction onduleuse dans les grains de quartz, biotite et feldspath, ou par la disposition planaire des biotites et du quartz recristallisé. Dans certains affleurements, la texture peut évoluer vers des protomylonites.

Les minéraux accessoires les plus communs sont le grenat, l'apatite, le zircon, le sphène, l'allanite, l'épidote et l'ilménite. La présence de myrmékites est très fréquente. On rencontre dans ces faciès de nombreuses enclaves mafiques.

III-1.2.2 / Les granites

Ce faciès est relativement moins abondant en volume que le faciès granodioritique. Il affleure principalement dans une petite carrière au sud-est de Conselheiro Pena (point MD80) et dans deux affleurements à la sortie de Conselheiro Pena en direction a Galiléia (points MD01 et MD31). Nous n'avons pas observé de contact entre les granites et les autres faciès.

Les granites sont hétérogranulaires à grain moyen à grossier et méso à leucocrates. Ils sont riches en feldspath potassique et renferment toujours de la biotite. Ils se distinguent des autres faciès

par la présence d'une faible proportion d'enclaves qui sont essentiellement biotitiques. Localement, ces enclaves se disloquent et forment des "schlierens", ce qui suggère un processus d'assimilation des enclaves.

III-1.2.3 / La tonalite Itatiaia

La tonalite Itatiaia affleure dans le ruisseau Itatiaia situé au sud-est de Conselheiro Pena. Elle a une composition minéralogique semblable à celle des tonalo-granodiorites mais avec une granulométrie relativement plus grossière et une texture caractérisée par des agrégats de biotite, amphibole et grenats associés à des cristaux millimétriques de plagioclase. Elle montre un litage magmatique avec une alternance de niveaux mafiques (riches en amphibole) et de niveaux leucocrates (riches en plagioclase). La disposition des plagioclases suggère un caractère cumulatif de la tonalite. L'alternance de ces différents niveaux et les figures formées (ovoïdes, circulaires, onduleuses, etc; photo F de la planche 2) suggèrent des mouvements convectifs de flux magmatique. La tonalite Itatiaia se caractérise par rapport aux autres faciès par l'absence d'enclaves microgrenues. Localement, on peut observer une forte foliation à l'état solide.

III-1.2.4 / Les enclaves

Les granitoïdes de la suite Galiléia se distinguent par l'abondance des enclaves. Ces enclaves ont une texture microgrenue et une taille variable (centimétrique à métrique). Elles sont microgrenues et, généralement, lenticulaires et aplaties (photos A, B, C, D et E de la planche 2). Plus rarement, nous observons des formes irrégulières ou peu allongées. Elles sont plus abondantes dans les tonalo-granodiorites et les granodiorites. Le contact roche hôte-enclave est généralement franc et les bordures riches en biotite sont rares. Le faciès granitique renferme seulement des "schlierens" riches en biotite.

Les enclaves sont formées essentiellement par du plagioclase calcique (jusqu'à An_{88}) avec des zonations oscillatoires, de la biotite, de l'amphibole, du grenat et du quartz. Leur minéralogie est qualitativement très proche de celle de leurs roches hôtes, mais les enclaves renferment peu ou pas de feldspath potassique. Elles présentent une grande variété des proportions modales et dans certaines enclaves l'amphibole est rare ou absente et la biotite est le seul minéral ferromagnésien (MD03B).

Localement, dans l'affleurement MD61 (carrière de Barra do Cuité), on peut observer deux types d'enclaves associées (photo D de la planche 2); des enclaves centimétriques à décimétriques mélanocrates (MD61C2) englobées dans d'autres enclaves mésocrates (MD61D1) de taille métrique.

La matrice de ces enclaves microgrenues est constituée de plagioclase, de quartz, de l'amphibole et de biotite, parfois formant des agrégats. Cette matrice enveloppe des grands cristaux (jusqu'à 6-7mm) de plagioclases zonés (zonation oscillatoire). Les grenats automorphes à sub-automorphes poëcilitiques renferment des inclusions de l'amphibole, du plagioclase et de la biotite; ils se répartissent de façon aléatoire et sont très semblables à ceux des granitoïdes hôtes. Certaines enclaves montrent un caractère grenu accentué avec une texture cumulative (MD61C1 et MD62B2);

le plagioclase forme la phase cumulus et l'amphibole la phase intercumulus hydratée. Parfois les enclaves sont très déformées à l'état solide (MD03), mais elles gardent leur texture grenue originale. La forme allongée de ces enclaves est probablement liée à la fluidité magmatique de la roche hôte, mais souvent on observe la superposition d'une foliation à l'état solide, ce qui se traduit par une orientation de l'enclave soit sub-parallèle (photo B de la planche 2) ou soit légèrement oblique (photo C de la planche 2) à la direction de la foliation de la roche hôte. Barbosa *et al.* (1964) ont décrit la présence d'enclaves dans lesquels la foliation a une orientation distincte de celle du granitoïde hôte. Nous n'avons pas observé ce type d'enclave.

III-1.2.5 / Les xénolithes

Nous considérons comme xénolithes les fragments centimétriques à décimétriques de roches étrangères, incorporés lors de la mise en place ou pendant la montée des plutons à des niveaux superficiels (Didier, 1987). Par rapport aux enclaves, les xénolithes (des quartzites foliés et des gneiss) sont rares (MD61 et MD14; photo E de la planche 2) dans les granitoïdes de la suite de Galiléia. Ils n'ont pas été étudiés en détail dans ce travail.

III-1.2.6 / Les filons microgranitiques

Les filons microgranitiques recoupent les granitoïdes de la suite Galiléia (photo A de la planche 2) et ils sont leucocrates et hétérogrenulaires avec la prédominance d'une matrice microgrenue (MD03C et MD31C). Cette matrice microgrenue (60-80% du volume de la roche) est formée essentiellement par du quartz, de la biotite, du feldspath potassique et du plagioclase. Elle enveloppe souvent des phénocristaux de microcline. Les minéraux accessoires les plus importants sont le grenat et le zircon.

Dans l'affleurement MD12C, ces filons ont une texture grenue avec des cristaux millimétriques (3-8mm) de microcline, de plagioclase et de quartz associés à une matrice (30-40% du volume de la roche) relativement plus fine formée par du plagioclase, du quartz, de la biotite et de la muscovite. La quantité de biotite est moins importante que dans les échantillons MD03C et MD31C. Dans certains cas, on observe une zonation interne où la biotite montre une tendance à se concentrer au coeur des filons.

III-1.3 / Minéralogie

Dans la mesure où les différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia semblent montrer une minéralogie comparable et une importante succession de textures, nous décrirons en même temps les caractéristiques (forme, taille et texture) et le chimisme des minéraux présents dans les différents faciès. Les résultats des analyses chimiques des minéraux sont dans l'Annexe 04.

III-1.3.1 / L'amphibole

Habitus et caractéristiques générales

L'amphibole est un minéral très commun dans les tonalites Itatiaia, tonalo-granodiorites, granodiorites et enclaves de la suite Galiléia. Les enclaves renferment plus d'amphiboles que les autres faciès. L'amphibole se présente sous trois formes principales:

- les amphiboles de taille petite ou moyenne (sub-millimétriques à 0.8 mm) sont les plus fréquentes dans les tonalo-granodiorites et les enclaves (photo A de la planche 6). Elles sont subautomorphes à xénomorphes et présentent une couleur vert "bouteille". Les sections montrant le clivage (110/ $\bar{1}\bar{1}$ 0) sont très communes. Le pléochroïsme de ces amphiboles est d'une teinte orange et brun. Ces amphiboles sont pœcilitiques. Les inclusions les plus communes dans ces amphiboles sont le quartz, le plagioclase, l'apatite aciculaire (principalement dans les enclaves), le sphène, l'épidote et le zircon;
- les grands cristaux d'amphiboles (photo A de la planche 7) sont caractérisés par leur taille sub-millimétrique à millimétrique (4-5 mm) et sont automorphes (prismes ou polygones) à xénomorphes. Ce type d'amphibole est plus abondant dans la tonalite Itatiaia et dans les enclaves que dans les autres faciès. Les amphiboles de la tonalite Itatiaia ont souvent des inclusions d'ilménite. Ces mégacristaux d'amphiboles se déstabilisent en biotite et incluent des "gouttes" de quartz. Ils sont corrodés par le feldspath potassique et par de grands cristaux de quartz. Certaines grandes sections d'amphibole montrent en bordure des petites sections séparées indiquant une forte résorption;
- dans les enclaves (MD62B) les amphiboles se présentent parfois en agrégats de taille millimétrique à centimétrique (photo B de la planche 6). Les amphiboles des agrégats sont subautomorphes à xénomorphes et de couleur vert-jaunâtre. Au sein de ces agrégats, les amphiboles sont associées à des biotites, du sphène et du zircon et elles ont des inclusions de quartz et d'apatites aciculaires. Certaines amphiboles ont une couronne formée par des biotites. Ces agrégats sont probablement le produit de la déstabilisation des pyroxènes. La présence assez remarquable d'inclusions de quartz dans ces amphiboles traduit l'excès de silice présent lors de l'ouralisation du pyroxène. En effet, l'amphibole a un degré de saturation en silice des sites cristallographiques tétracoordonnés inférieur à celui du pyroxène. En se basant sur la morphologie des agrégats d'amphibole, Corcita *et al.* (1989) ont considérés ces agrégats comme le produit de la pseudomorphose complète d'olivine, ce qui ne semble pas être notre cas. D'une manière générale, le développement de l'amphibole peut être le résultat de la réaction:

pyroxène ou olivine (?) + liquide \longrightarrow amphibole + quartz.

Une augmentation de la pression d'eau accompagnée d'une diminution de la température du magma (initialement de composition basique) favorise ce type de réaction.

Composition chimique

Au cours de cette étude, nous avons adopté la nomenclature de l'I.M.A. (Leake, 1978) basée sur la formule générale $A_{0.1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH, F, Cl)_2$, calculée sur la base de 23 oxygènes. La somme des cations des sites Y et Z est fixée à 13. Pour évaluer la teneur en Fe^{3+} nous avons adopté la procédure de Robinson *et al.* (1981).

Toutes les amphiboles analysées appartiennent au groupe des amphiboles calciques avec $(Ca+Na)_B \geq 1.34$ et $Na_B < 0.67$ (Leake, 1978). Les amphiboles des tonalo-granodiorites, granodiorites et des enclaves montrent des compositions très proches. Par contre, les amphiboles de la tonalite Itatiaia sont plus pauvres en SiO_2 , CaO , TiO_2 , MnO et K_2O et plus riches en Al_2O_3 et Na_2O (tableau III-1-2).

En se basant sur la somme $(Na+K)_A$ nous pouvons identifier deux groupes d'amphibole. Le premier groupe se distingue par $(Na+K)_A$ inférieur à 0.5 et par une composition allant des ferrotschermakites aux hornblendes magnésiennes (figure III-1-1A). La majeure partie des amphiboles de la tonalite Itatiaia et des enclaves appartiennent à ce groupe. Le deuxième groupe dont $(Na+K)_A$ est supérieur à 0.5 et Fe^{3+} est inférieur à Al^{VI} , a une composition de hornblende ferro-pargasitique (figure III-1-1B).

Les amphiboles des tonalo-granodiorites et des granodiorites se répartissent dans les deux groupes. La composition des amphiboles de la suite Galiléia est comparable à celle des amphiboles des granitoïdes du batholite de Sierra Nevada (Californie, Dodge *et al.*, 1968).

Si nous considérons les relations entre $Ca+Al^{IV}$ et $Si+Na+K$ (Fabriès, 1978; Giret *et al.*, 1980) (figure III-1-1C), les amphiboles de ces deux groupes se placent surtout dans les champs des hornblendes et hornblendes-tschermakites.

Le mg ($=100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+})$) des amphiboles analysées varie de 37 à 59 et augmente avec les teneurs de MgO et de TiO_2 de la roche (figure III-1-2A et 2B). Les valeurs moyennes les plus élevées sont atteintes pour les amphiboles des enclaves ($mg = 46$) et celles de la tonalite Itatiaia ($mg = 48$) (tableau III-1-2).

Le rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ des amphiboles est plus important dans les tonalo-granodiorites (0.89-1.00) et les granodiorites (0.84-0.92) que dans la tonalite Itatiaia (0.67-0.86). Les amphiboles des enclaves montrent, par rapport à celles des autres faciès, une gamme de variation du rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ assez large (0.73 et 0.99).

La diminution des teneurs en Al^{IV} est accompagnée d'une augmentation des teneurs en Si des amphiboles des tonalites jusqu'aux amphiboles des granodiorites (voir tableau III-1-2). Les teneurs en Al^{IV} des amphiboles sont généralement liées à l'activité de la silice et à la température dans le milieu de cristallisation (Harry, 1950; Leake, 1971). Ceci est compatible avec l'hypothèse d'une évolution magmatique allant des tonalites aux granodiorites.

Tableau III-1-2: Compositions chimiques représentatives des amphiboles des différents faciès de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo-granodioritique		Granodioritique		Enclave
Echant.:	MD14	MD62A	MD62A	MD61A	MD61A	MD61C2
N° Lab.:	40(c)	34.6(c)	35.6(b)	21.6(c)	22.6(b)	18.7(c)
Oxydes						
SiO ₂	41.38	42.33	41.66	45.82	41.24	44.30
TiO ₂	0.46	0.58	0.55	0.79	0.63	0.62
Al ₂ O ₃	16.47	13.42	14.18	8.44	14.28	11.03
FeO*	17.51	19.17	18.89	18.72	20.01	18.17
MnO	0.22	0.45	0.4	0.47	1.17	0.49
MgO	6.83	7.51	6.72	8.98	5.99	8.22
CaO	11.31	11.93	11.95	11.56	11.78	11.91
Na ₂ O	1.37	1.04	1.07	0.77	0.93	0.80
K ₂ O	0.56	1.47	1.64	0.81	1.55	1.14
Total	96.21	97.90	97.06	96.36	97.58	96.68
Cations						
Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes						
Si	6.245	6.385	6.377	6.943	6.294	6.726
Al ^{IV}	1.755	1.615	1.623	1.057	1.706	1.274
Al ^{VI}	1.173	0.769	0.933	0.449	0.860	0.698
Ti	0.052	0.066	0.063	0.090	0.72	0.071
Fe ²⁺	1.899	2.148	2.413	2.080	2.281	2.205
Fe ³⁺	0.311	0.270	0.006	0.292	0.273	0.210
Mg	1.537	1.689	1.533	2.028	1.363	1.861
Mn	0.028	0.057	0.052	0.060	0.151	0.063
Na ^A	0.230	0.232	0.277	0.103	0.201	0.173
K ^A	0.108	0.283	0.320	0.157	0.302	0.221
Na ^B	0.171	0.072	0.040	0.123	0.074	0.063
Ca ^B	1.829	1.928	1.960	1.877	1.926	1.937
Total	15.338	15.515	15.598	15.260	15.503	15.394
mg**	45	44	39	49	37	46

FeO* = Fer total, **mg=100*(Mg/Mg+Fe²⁺)

Le diagramme *mg* versus Al^{VI} (figure III-1-3A) montre que les amphiboles étudiées ont cristallisé sous des conditions de pression plus élevées que les amphiboles expérimentales de Green (1992). Pour une même gamme de variation de *mg*, nous pouvons identifier trois groupes d'amphiboles. Le premier est représenté par les amphiboles du faciès granodioritique. Il est caractérisé par de faibles valeurs en Al^{VI}. Le deuxième groupe est formé par les amphiboles des enclaves, tonalo-granodiorites et certains granodiorites. Ces amphiboles sont marquées par des valeurs de Al^{VI} plus élevées. Les amphiboles du faciès Tonalite Itatiaia ont des valeurs en Al^{VI} encore plus élevées et se placent sur la droite d'évolution des amphiboles expérimentales de Green (1992), mais avec des valeurs en *mg* plus faibles.

Les teneurs en Al^{IV} sont corrélées positivement avec celles des (Na+K)_A (figure III-1-3B). Les amphiboles du faciès Tonalite Itatiaia montrent une position comparable à celle représentée par

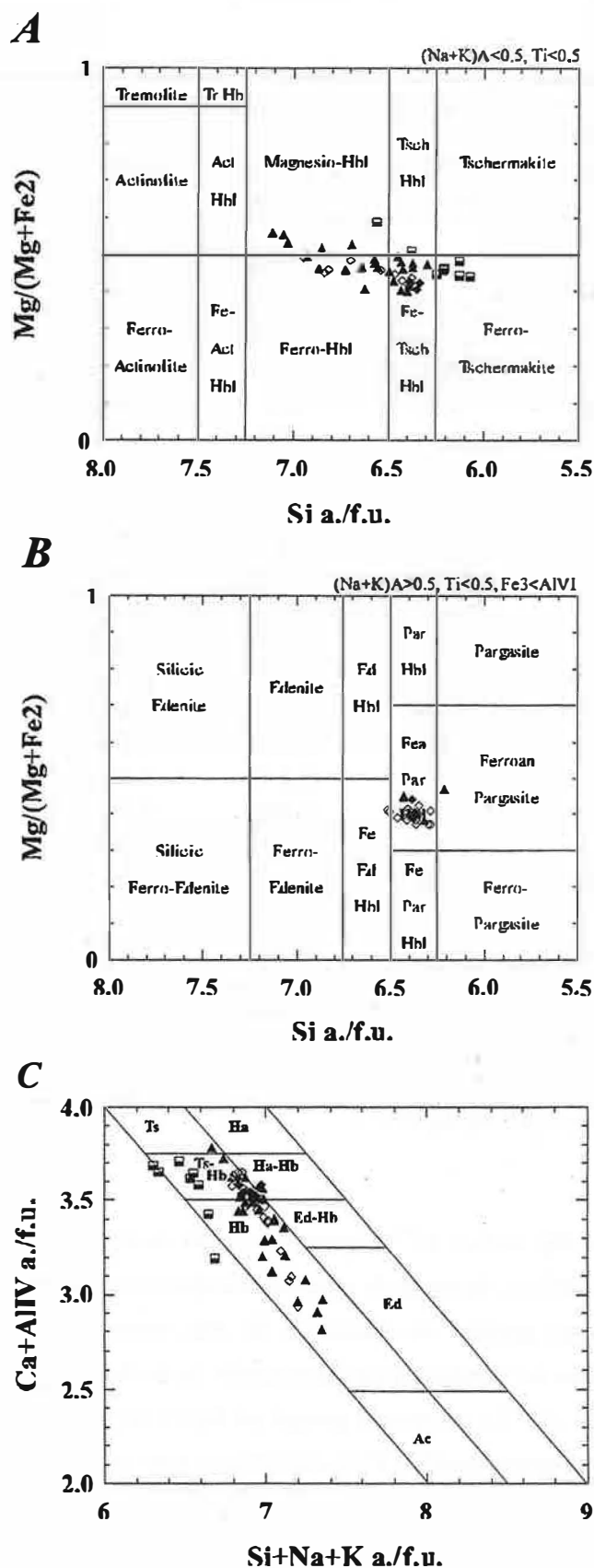


Figure III-1-1: Classification des amphiboles des différents faciès de la suite Galiléia. A- Classification des amphiboles avec $(Na+K)_A > 1.54$ (Leake, 1978); B- Classification des amphiboles avec $(Na+K)_A < 1.54$ (Leake, 1978); C- Classification des amphiboles basée sur Fabriès (1978) et Giret *et al.* (1980).

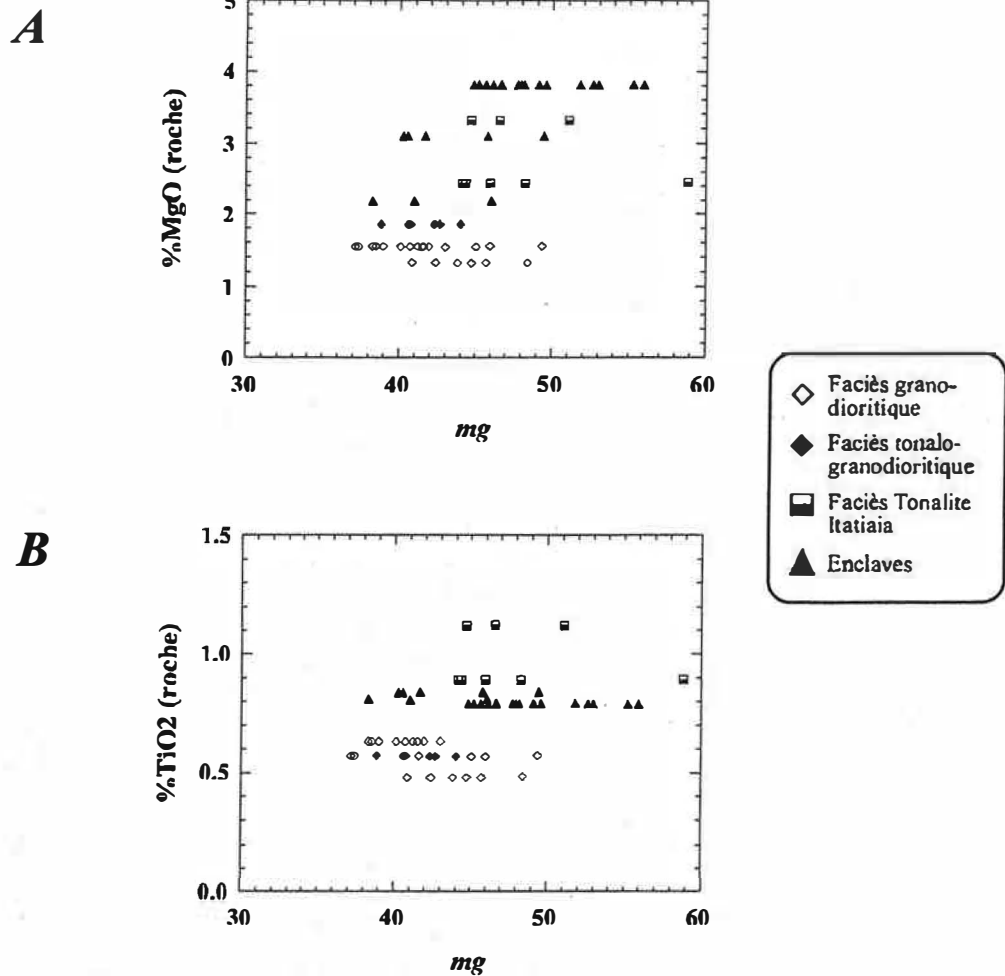


Figure III-1-2: Diagrammes MgO (A) et TiO_2 (B) de la roche hôte en fonction du mg ($=100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$) des amphiboles des granitoïdes de la suite Galiléia.

les amphiboles expérimentales de Green (1992). Les amphiboles des autres faciès ont une composition semblable à celle des amphiboles des xénolithes des roches volcaniques calco-alcalines de la Nouvelle Zélande (Day *et al.*, 1992) et des tonalites du Bushy Point (Alaska) (Zen & Hammarstrom, 1984a). Le comportement de ces éléments est contrôlé par la substitution classique $[\text{A}] + \text{Si} = (\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}}$.

Les teneurs en Ti des amphiboles de la suite Galiléia sont faibles (figure III-1-3C) par rapport à celles de certains amphiboles de la littérature (Green, 1992; Day *et al.*, 1992). Elles suggèrent une cristallisation des amphiboles de la suite Galiléia à des températures plus faibles que celles de Green (1992) et de Day *et al.* (1992), mais de même valeur que celles de Bushy Point (Zen & Hammarstrom, 1994a).

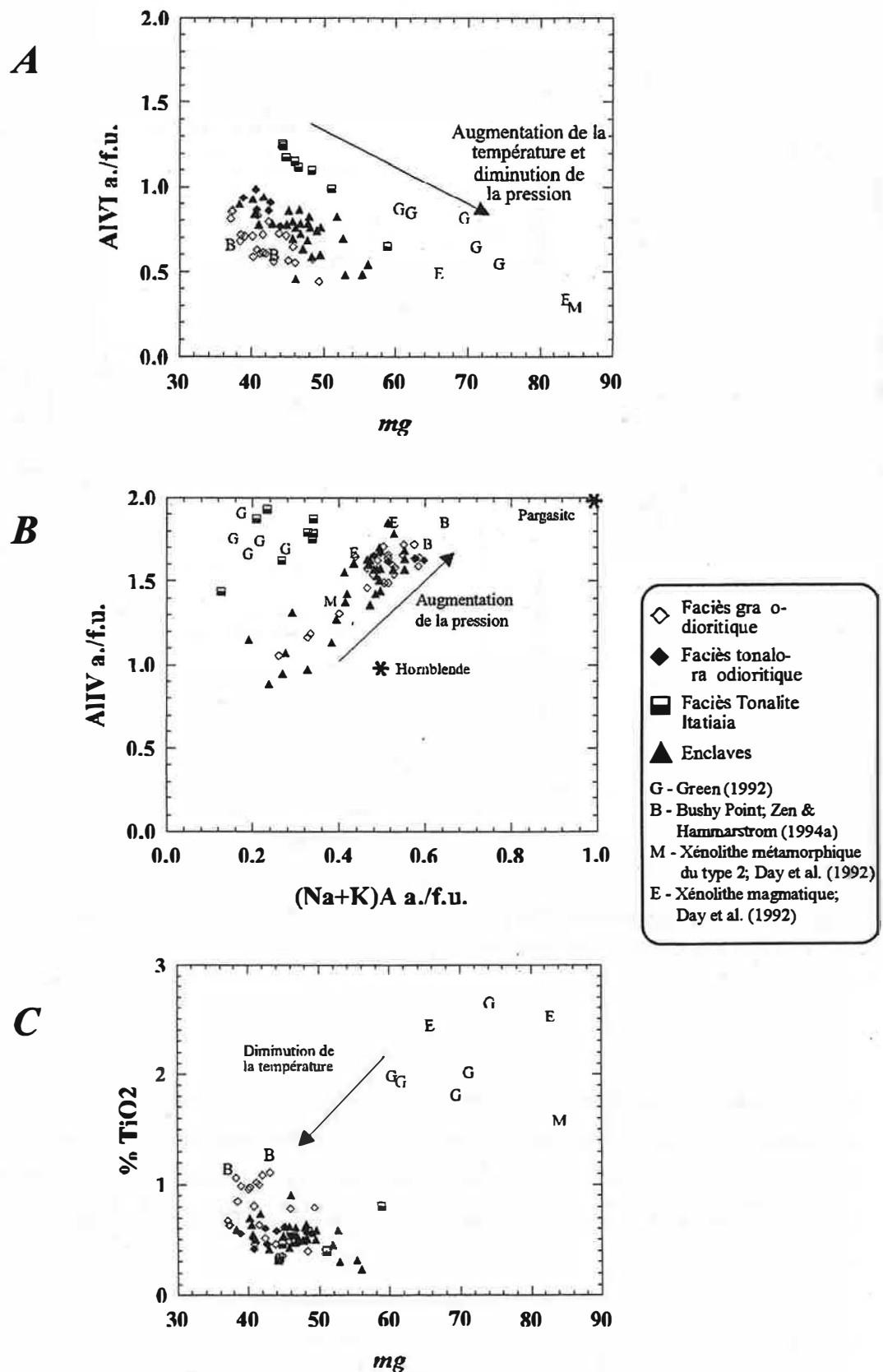


Figure III-1-3: A) Diagramme mg ($=100 \cdot Mg/Mg+Fe$) versus Al^{VI} des amphiboles de la suite Galiléia et de certains amphiboles expérimentaux (G, Green, 1992) et naturels (B, Bushy Point, Alaska, Zen & Hammarstrom, 1984a; M, xénolithe métamorphique du type 2, de Day et al., 1992; E, xénolithe magmatique du Eastern dyke, Day et al., 1992); B) Diagramme $(Na+K)_A$ versus Al^{IV} ; C) Diagramme mg versus TiO_2 .

III-1.3.2 / La biotite

Habitus et caractéristiques générales

La biotite représente le minéral ferromagnésien le plus commun de la suite Galiléia. Les biotites sont marron-rougeâtres. Elles sont automorphes à subautomorphes et montrent une taille variable (millimétrique). Nous pouvons distinguer trois formes principales:

- des biotites isolées (0.2 à 2 mm) ou en îlots associées à des amphiboles et à la périphérie des grands plagioclases dans les tonalo-granodiorites, les granodiorites et dans les enclaves (photo A de la planche 6). Ces biotites (millimétriques) sont particulièrement riches en inclusions minérales (apatite aciculaire ou hexagonale, zircon et allanite). Parfois, ces biotites se développent le long des clivages des cristaux d'amphibole et corrodent ces minéraux. On observe fréquemment des inclusions de sphène dans ces biotites. On invoque, pour expliquer cette transformation minéralogique, la réaction: amphibole \pm ilménite + liquide \longrightarrow biotite + sphène + quartz. Les sphènes se concentrent soit à la bordure des biotites soit incluses dans les biotites;

- des biotites, très orientées, marquant la foliation de la roche. Cette foliation peut garder une composante magmatique avec l'orientation d'amphiboles, des feldspaths et des biotites, mais elle est essentiellement imposée par les déformations à l'état solide. Ces biotites, de taille millimétriques, sont aussi associées au sphène. Parfois, elles sont associées au quartz et au feldspath recristallisés (MD28 ou dans quelques enclaves (MD03B)). Localement, on peut observer des "kinks" résultant de la déformation assez intense sur les plans de clivage (001);

- des biotites de petite taille (0.05-0.1 mm) en inclusion dans le plagioclase et le microcline.

Composition chimique

Nous avons adopté la formule structurale proposée par Robert (1976) et Zussman (1979): $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH, F, Cl)_4$ avec $X = K, Na, Ca$; $Y = Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al, Ti$ et $Z = Si, Al, Fe^{3+}, Ti$. Les formules structurales des biotites ont été calculées sur la base de 22 oxygènes.

Les biotites analysées des granitoïdes de la suite Galiléia sont des biotites vraies ($XFe > 1/3$) (figure III-1-4). Elles ont des rapports XFe entre 0.50 et 0.75 et montrent des teneurs en Al^{IV} intermédiaires entre le pôle annite et le pôle sidérophyllite. Les biotites des enclaves et de la tonalite Itatiaia se distinguent des biotites des autres faciès par leur rapport XFe plus faible (tableau III-1-3).

Les teneurs en FeO des biotites augmentent de la tonalite Itatiaia jusqu'aux granites en passant par les biotites des enclaves, des tonalo-granodiorites et des granodiorites. Elles sont corrélées négativement avec MgO et positivement avec K_2O (tableau III-1-3). Les teneurs moyennes en Al_2O_3 des biotites sont très élevées (tableau III-1-3) pour des tonalites et des tonalo-granodiorites.

Le diagramme $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Nockolds, 1947) montre que les biotites analysées ne sont pas en équilibre avec l'amphibole (figure III-1-5), ce qui correspond à nos observations pétrographiques. Les biotites des enclaves, de la tonalite Itatiaia, des tonalo-granodiorites et certaines biotites des granodiorites se placent dans le champ des biotites seules. En revanche une grande partie des biotites des granodiorites et des granites se positionnent dans le champ des biotites associées

Tableau III-1-3: Compositions chimiques représentatives des biotites des différents faciès de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo- granodiorite	Granodiorite	Granite	Enclave	Microgranite leucocrate
Echant.:	MD14B	MD62A	MD61A	MD80	MD61C2	MDO3C
N° Lab.:	3.6(c)	42.6(c)	26.6(c)	48.6	13.7	
Oxydes						
SiO ₂	36.17	36.34	36.04	35.33	36.39	35.70
TiO ₂	2.10	1.61	2.03	2.60	1.98	2.60
Al ₂ O ₃	17.20	17.1	17.07	17.05	17.08	17.88
FeO*	19.64	20.69	22.05	25.79	21.52	24.59
MnO	0.08	0.36	0.32	0.21	0.42	0.29
MgO	10.16	9.03	8.20	5.58	9.00	6.21
CaO	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.14	0.06	0.02	0.00	0.06	0.01
K ₂ O	9.14	10.04	9.93	9.99	9.88	10.06
Total	94.63	95.28	95.66	96.57	96.33	97.35
Cations						
Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes						
Si	5.545	5.594	5.560	5.506	5.556	5.476
Al ^{IV}	2.455	2.406	2.440	2.494	2.444	2.524
Al ^{VI}	0.650	0.694	0.661	0.635	0.627	0.706
Ti	0.242	0.186	0.236	0.305	0.227	0.300
Fe ²⁺	2.518	2.663	2.845	3.361	2.748	3.154
Mn	0.010	0.047	0.042	0.028	0.054	0.038
Mg	2.322	2.072	1.886	1.296	2.049	1.420
Ca	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.002
Na	0.042	0.018	0.006	0.000	0.018	0.003
K	1.787	1.972	1.954	1.986	1.924	1.968
Total	15.571	15.660	15.630	15.614	15.647	15.591
mg**	48	44	40	28	43	31

FeO* = Fer total; **mg=100*(Mg/Mg+Fe)

à la muscovites et à la limite du champ des biotites associées aux alumino-silicates (figure III-1-5). La muscovite et les alumino-silicates ne sont pas présents dans ces granitoïdes; ces biotites sont donc en équilibre avec les grenats, seule phase alumineuse présente.

Le rapport moyen *mg* ($=100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) des biotites diminue régulièrement depuis les tonalites (48) jusqu'aux granites (28) en passant par les tonalo-granodiorites (44) et les granodiorites (40). Les biotites des enclaves ont un *mg* (43) proche de la moyenne des biotites des tonalo-granodiorites. Globalement, le *mg* diminue avec l'évolution des granitoïdes de la suite de Galiléia (figure III-1-6). On observe des valeurs de *mg* très proches entre les biotites des enclaves et celles de leur roche hôte respective (tableau III-1-4), ce qui montre un rééquilibrage important entre ces roches.

Les teneurs en Ti des biotites des granitoïdes de la suite de Galiléia sont relativement faibles (tableau III-1-3) lorsqu'on les compare aux teneurs en Ti des biotites d'autres suites calco-alcalines

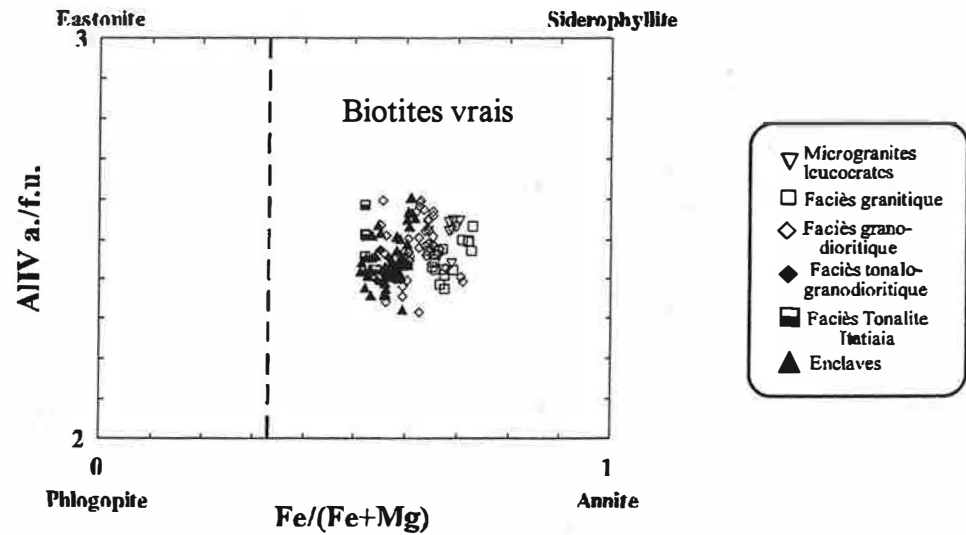


Figure III-1-4: Classification des biotites des granitoïdes de la suite Galiléia par rapport aux pôles eastonite, sidérophyllite, phlogopite et annite. La ligne tiretée sépare le champ des biotites vrais ($X_{Fe} > 1/3$).

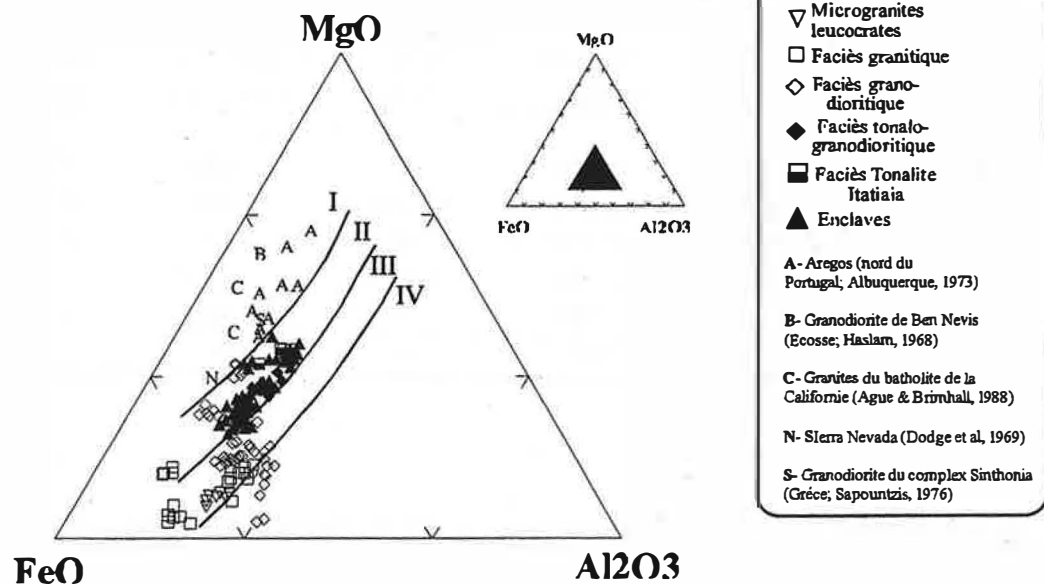


Figure III-1-5: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et de biotites représentatives de certaines associations calco-alcalines de la littérature dans le diagramme ternaire $MgO - FeO - Al_2O_3$ (Nockolds, 1947). I - Biotites accompagnées par de l'amphibole; II- Biotites seules; III- Biotites accompagnées par de la muscovite; IV - Biotites accompagnées par des alumino-silicates. .

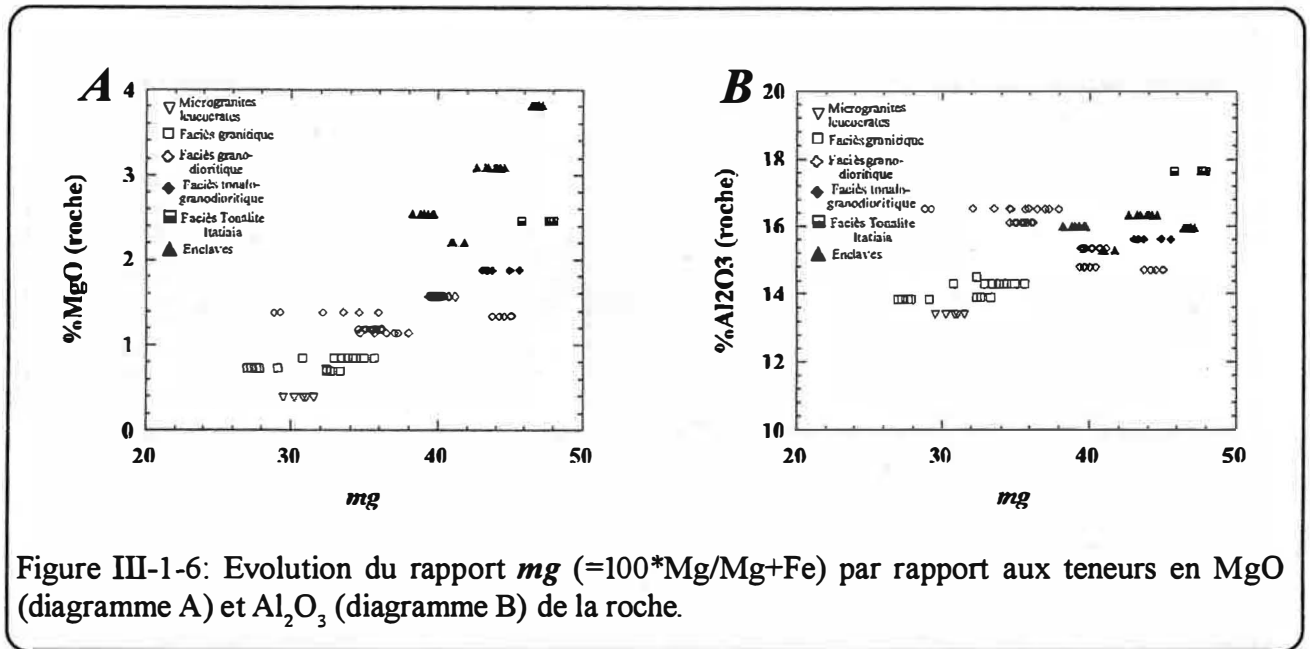


Tableau III-1-4: Compositions cationiques moyennes des biotites des couples roche hôte - enclave des granitoïdes de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalo-granodiorite		Granodiorite		Granodiorite	
Echant.:	MD62A	MD62B	MD61A	MD61C2	MD03A	MD03B
	(hôte)	(enclave)	(hôte)	(enclave)	(hôte)	(enclave)
Cations						
Al ^{total}	3.120	3.100	3.110	3.080	3.230	3.180
Ti	0.199	0.185	0.210	0.210	0.226	0.271
Fe	2.669	2.528	2.852	2.674	3.017	2.927
Mg	2.092	2.284	1.911	2.089	1.662	1.886
K	1.937	1.884	1.907	1.888	1.941	1.895
<i>mg</i>	44	48	40	44	36	39

de la littérature (figure III-1-7) (Albuquerque, 1973; Haslam, 1968; Ague & Brimhall, 1988; Dodge *et al.*, 1969; Sapountzis, 1976). On observe une corrélation négative entre le *mg* et le Ti des biotites. Les teneurs en Ti des biotites des granodiorites sont très dispersées. Dans les granites et certains granodiorites (CP13, MD12 et CP 01) où le sphène est en faible proportion modale, les biotites sont riches en Ti. La cristallisation de la biotite accompagnée du sphène à partir des amphiboles peut expliquer la position d'une grande partie des biotites analysées dans le champ des biotites secondaires (figure III-1-8) du diagramme 10TiO₂-FeO+MnO-MgO (Nachit, 1986).

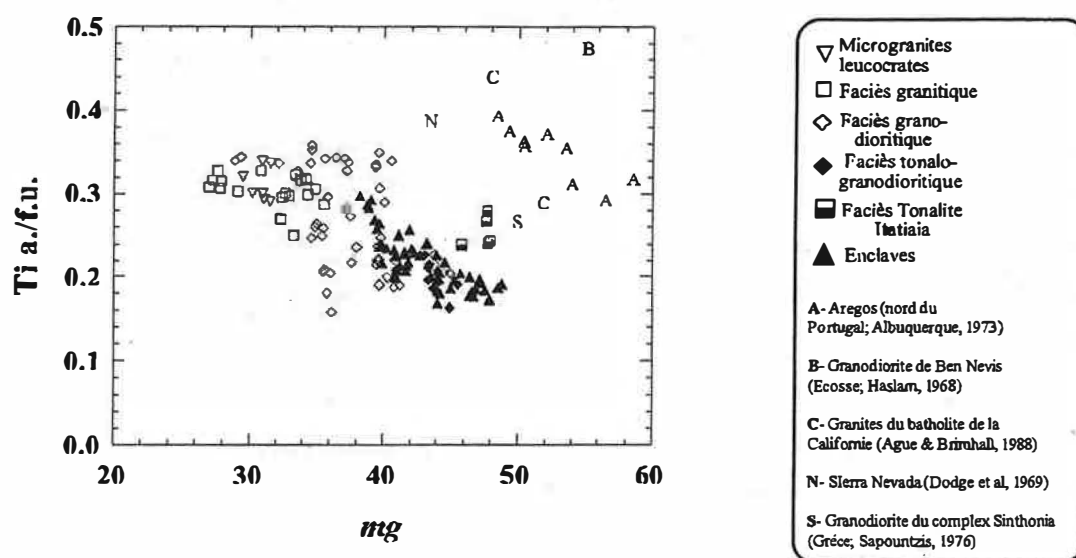


Figure III-1-7: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et de certains biotites des granitoïdes calco-alcalins dans le diagramme mg versus Ti .

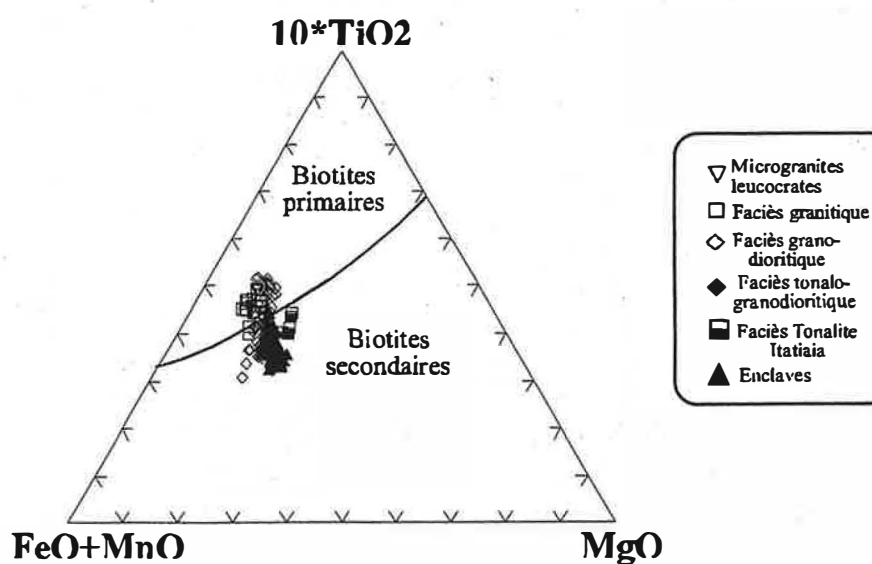


Figure III-1-8: Caractère primaire ou secondaire des biotites des granitoïdes Galiléia dans le diagramme $10TiO_2$ - $FeO+MnO$ - MgO proposé par Nachit (1986).

La typologie

Selon les travaux de compilation de Abdel-Rahman (1994), les biotites des faciès les moins évolués de la suite Galiléia ont une composition comparable à celle des biotites des granitoïdes calco-alcalins (figure III-1-9A et 9B). En revanche, les biotites des granodiorites à biotite seule et des granites ont des compositions semblables à celles des biotites de granitoïdes peralumineux. Ces compositions sont comparables à celles des granitoïdes calco-alcalins de la Sierra Nevada où les biotites des termes les plus évolués se placent dans le champ des biotites de granitoïdes peralumineux (Dodge *et al.*, 1969).

Dans le diagramme MgO-FeO-Al₂O₃ (figure III-1-10) avec les champs de Chevrement *et al.* (1988), les biotites étudiées se placent à la limite des champs des granitoïdes de l'association calco-alcaline et de ceux de l'association aluminopotassique du type Guéret.

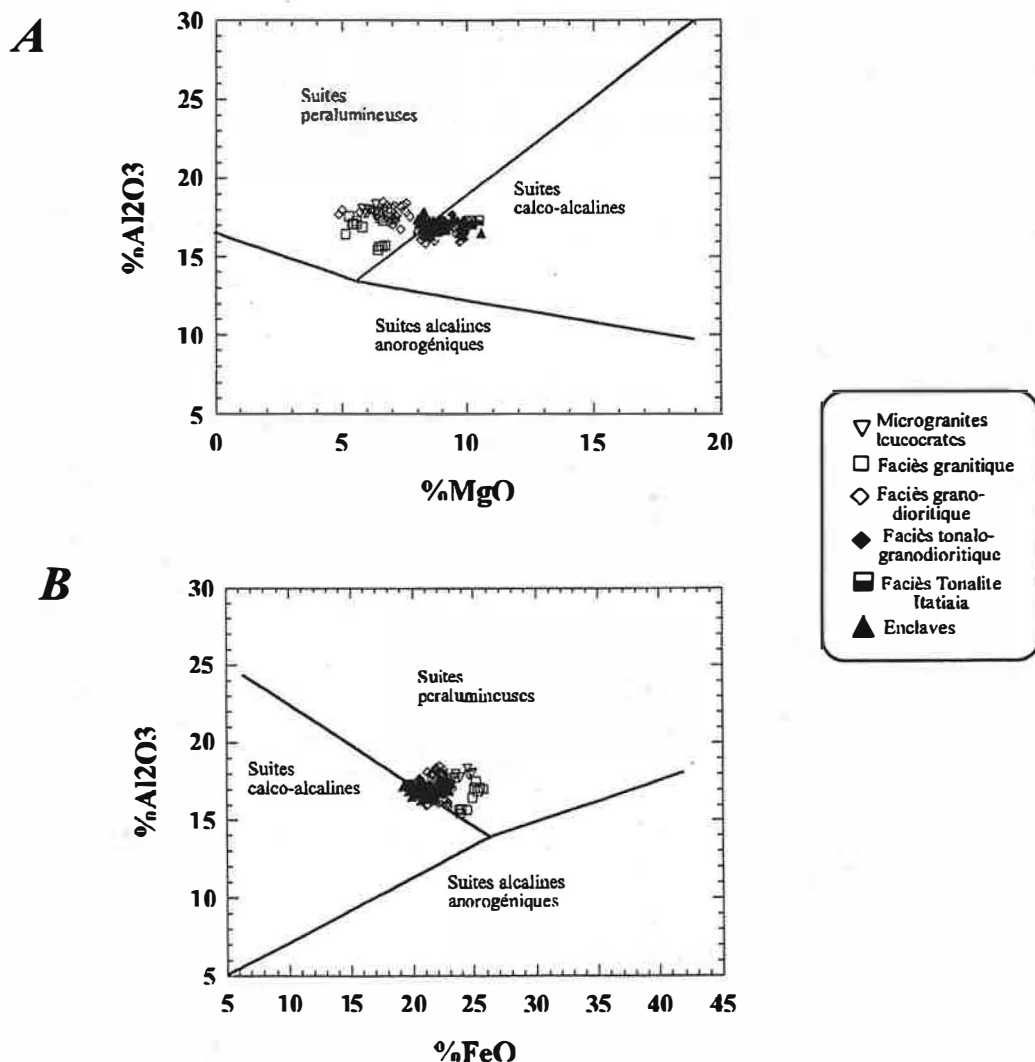


Figure III-1-9: Positions des biotites des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes typologiques MgO *versus* Al₂O₃ (diagramme A) et FeO *versus* Al₂O₃ (B) proposés par Abdel-Rahman (1994).

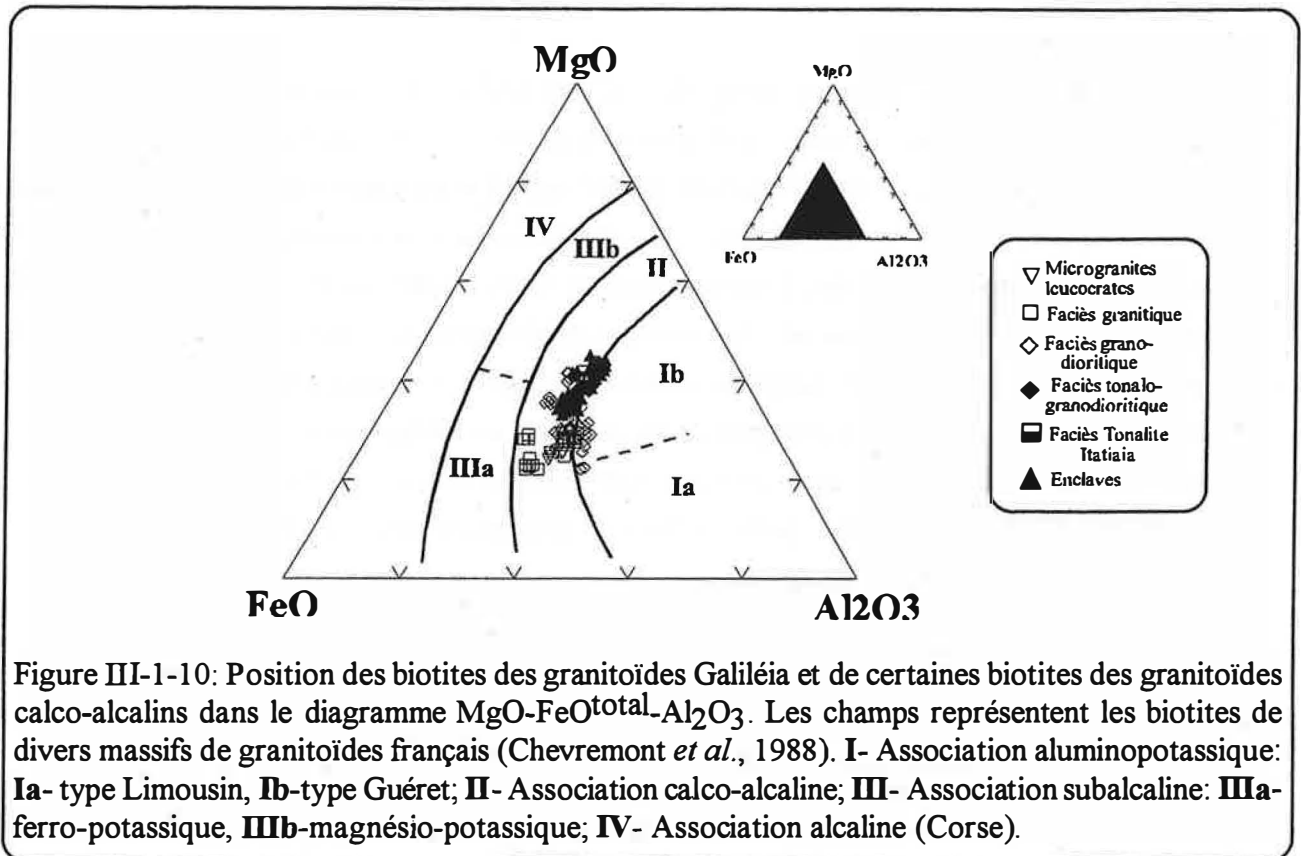


Figure III-1-10: Position des biotites des granitoïdes Galiléia et de certaines biotites des granitoïdes calco-alcalins dans le diagramme $\text{MgO}-\text{FeO}^{\text{total}}-\text{Al}_2\text{O}_3$. Les champs représentent les biotites de divers massifs de granitoïdes français (Chevremont *et al.*, 1988). I- Association aluminopotassique: Ia- type Limousin, Ib-type Guéret; II- Association calco-alcaline; III- Association subcalcaïne: IIIa-ferro-potassique, IIIb-magnésio-potassique; IV- Association alcaline (Corse).

III-1.3.3 / Le plagioclase

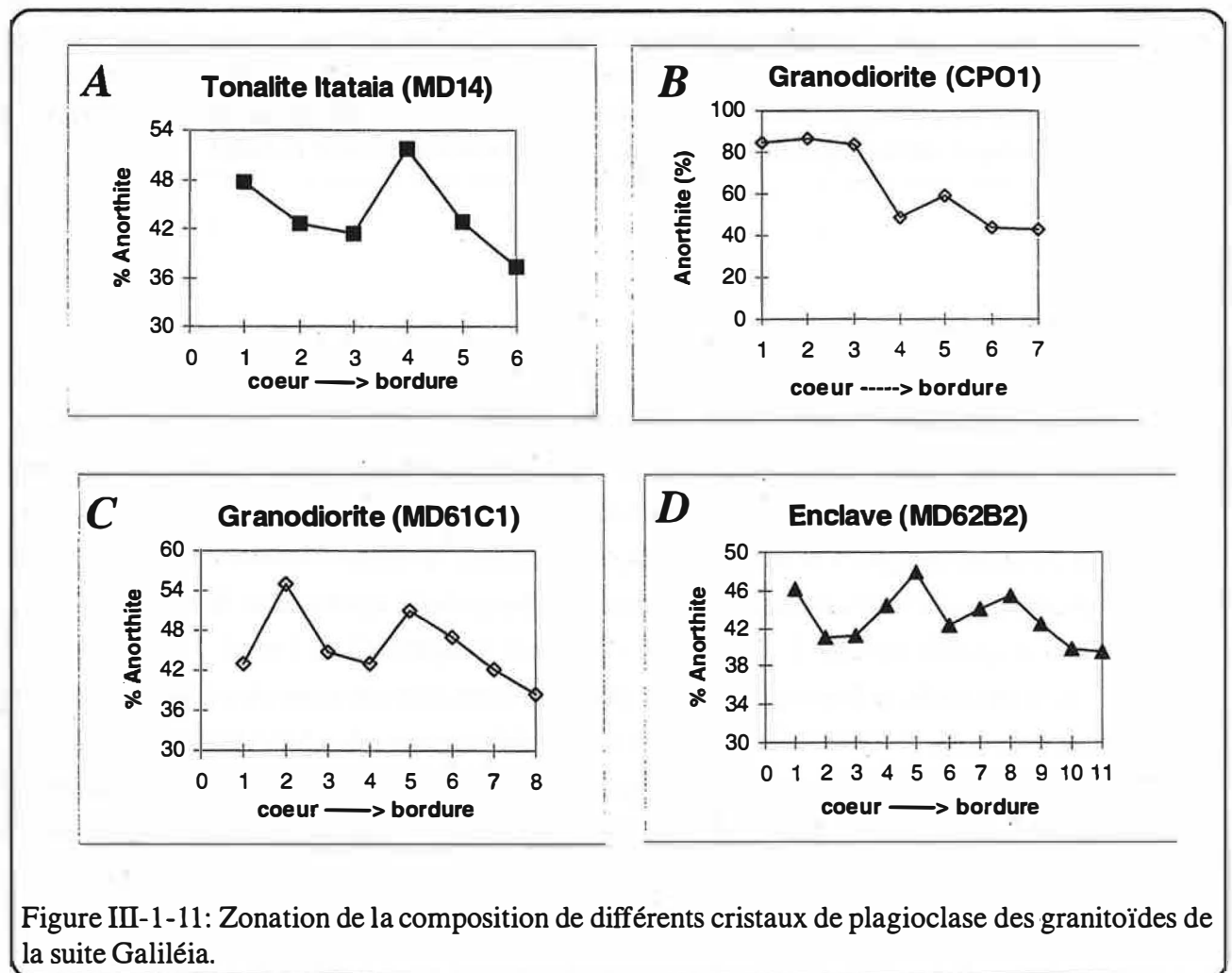
Habitus et caractéristiques générales

Les plagioclases forment 25 à 40% du volume des roches étudiées. Les plagioclases peuvent être altérés en un agrégat polycristallin de chlorite, de calcite, de clinzoïsite, d'oligoclase et/ou de séricite (saussuritisation). Lorsque le plagioclase est zoné, la saussuritisation occupe les zones les plus calciques (cœur). D'une manière générale, les plagioclases apparaissent en trois habitus:

- Les grands cristaux de plagioclase à zonation complexe (2 à 15 mm):

Ces plagioclases zonés (photos de la planche 5) sont très communs dans les granitoïdes et les enclaves de la suite de Galiléia. La présence de ces phénocristaux de plagioclases est à l'origine de la texture porphyrique de ces roches. Ces plagioclases montrent des textures complexes: des zonations oscillatoires (figure III-1-11), des "patchy zoning" résultants de la présence de plagioclases plus sodiques au sein des coeurs plus calciques et corrodés, et des figures de synneusis ou d'accolement (photo E de la planche 5). Les macles albite et/ou Carlsbad sont très fréquentes. Les macles mécaniques avec déplacement des plans et les extinctions onduleuses sont aussi communes. Ce type de plagioclase est présent dans tous les faciès de la suite de Galiléia et les proportions modales diminuent des enclaves aux granites en passant par la tonalite Itatiaia, les tonalo-granodiorites et les granodiorites.

Les zonations oscillatoires (figure III-1-11) ont parfois un caractère assez fin qui traduit leur formation assez complexe. Les zones calciques sont souvent accompagnées d'anneaux dendritiques (cribles) riches en inclusions. Selon Vauchelle (1988), cette texture rappelle des couronnes d'inclusions dentelliformes rencontrées parfois dans les phénocristaux de certaines laves et interprétées habituellement comme le résultat d'une corrosion de faces cristallines d'un minéral en déséquilibre avec le bain magmatique. Chacune des auréoles dendritiques en couronne dans les plagioclases correspond probablement à des zones de refusion du minéral. Certains plagioclases de ce type sont corrodés ou englobés par des feldspaths potassiques. Les franges peu calciques (An_{15}) sont très fréquentes. Ces plagioclases renferment de nombreuses inclusions minérales: apatite, clinozoïzite, allanite, biotite en fines lamelles, petits cristaux de plagioclase, quartz, sphène et zircon.



Les plagioclases des enclaves sont comparables à tout point (taille, zonation et composition) à certains plagioclases (surtout les coeurs) des tonalo-granodiorites, des granodiorites et des granites (figure III-1-11 et tableau III-1-5). Cette ressemblance suggère que ces cristaux ont été formés dans un même magma sous des conditions physiques identiques. Certains caractères (zonation complexe, des coeurs corrodés, de "patchy zoning" et des figures de collage) suggèrent la présence d'un processus de mélange magmatique (Wiebe, 1968; Hibbard, 1981; Vernon, 1990; Barbarin & Didier, 1992).

Tableau III-1-5: Intervalles des teneurs en anorthite observés dans les plagioclases des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo-granodiorite	Granodiorite	Granites	Enclaves
% Anorthite:	37-52	35-40	88-50 / 40-35	27-31	88-50 / 40-35

Nous avons rencontré des plagioclases zonés ($An_{88}-An_{50}$) avec des coeurs très calciques dans les granodiorites (photo A de la planche 5) et dans les enclaves. Ces plagioclases sont soit des cristaux restitiques soit des xénocristaux transférés mécaniquement vers le magma felsique à partir des enclaves. Une origine métasomatique de ces plagioclases est exclue en raison de la présence de la zonation oscillatoire indiquant une origine magmatique (Allègre *et al.*, 1981; Smith & Lofgren, 1983; Barbarin, 1990). Dans l'hypothèse restitique, la préservation des plagioclases calciques (An_{88}) implique un refroidissement rapide du magma pour éviter le rééquilibrage entre les plagioclases et le liquide granitique (Johannes & Holtz, 1992). Nous devons considérer le caractère de xénocristal de ces plagioclases qui représentent probablement une phase précoce, ayant cristallisé à haute température et basse pression d'eau à partir d'un magma mafique de composition basaltique ou à partir d'un magma hybride relativement mafique. On peut envisager des transferts mécaniques (mélanges mécaniques) des cristaux formés dans un magma parental mafique comme dans le cas de certains granitoïdes du batholite de la Sierra Nevada (Californie) (Barbarin, 1990).

- Les plagioclases peu ou pas zonés:

Ces plagioclases sont présents principalement dans les granites et les granodiorites. Ce sont des plagioclases de taille millimétrique (0.1-1mm), peu calciques (andésine), subautomorphes à xénomorphes et souvent en agrégats surtout au contact avec des ferromagnésiens ou à la bordure des grands plagioclases. Parfois ils sont corrodés par du quartz et de la séricite. Dans certaines sections on peut observer des extinctions onduleuses. Par rapport aux phénocristaux zonés, ces plagioclases ne renferment pas d'inclusion minérale.

- Les plagioclases des myrmékites et des franges:

Ces sont des plagioclases de composition andésine à oligoclase dans les myrmékites (photo A de la planche 5) et de composition oligoclase-albite dans les franges. Ces textures sont observées au contact des feldspaths potassiques avec les plagioclases.

D'une manière générale, les plagioclases peuvent être altérés en un agrégat polycristallin de chlorite, de calcite, de clinozoïsite, d'oligoclase et/ou de séricite. Lorsque le plagioclase est zoné, la saussuritisation occupe les zones les plus calciques (cœur).

III-1.3.4 / Le grenat

Habitus et caractéristiques générales

Les grenats ont une taille millimétrique (0.5-6 mm) et ils sont automorphes à xénomorphes parfois squelettiques. Ils sont présents dans tous les faciès de la suite de Galiléia, mais les proportions modales des grenats les plus importantes sont observées dans les enclaves (jusqu'à 2%) et la tonalite Itatiaia (jusqu'à 5%). Les faciès riches en grenat sont également riches en enclaves.

Les grenats sont généralement poecilolithiques (photo D de la planche 6) et les inclusions minérales les plus fréquentes sont le quartz, le plagioclase calcique, la biotite, l'amphibole, l'apatite aciculaire, le zircon, le sphène et l'épidote. Les grenats des tonalites Itatiaia englobent aussi des ilménites (photo B de la planche 7). Parfois, ces inclusions minérales se concentrent préférentiellement au cœur des cristaux. Les grenats sont souvent envahis par du quartz, du feldspath potassique et des petits cristaux de plagioclase. Les faces des cristaux de grenats, qui sont en contact avec des biotites, sont souvent bien préservées de la corrosion (photo B de la planche 7) par les phases postérieures.

Les grenats des granitoïdes sont fréquemment xénomorphes squelettiques par rapport à ceux des enclaves qui sont subautomorphes à automorphes. Au niveau de certains contacts enclave - granodiorite hôte (MD61.2), les grenats montrent une texture squelettique plus prononcée du côté granodiorite hôte que du côté enclave (photo E de la planche 6). Les grenats sont probablement en déséquilibre avec les liquides granitiques.

Composition chimique

Les grenats ont une formule générale $(\text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. La formule structurale adoptée est basée sur 24 oxygènes et 16 cations. Les pôles purs ont été calculés avec la procédure de Deer *et al.* (1993). Le Fe^{3+} a été estimé sur la base des travaux de Knowles (1987).

Les grenats des granitoïdes et des enclaves de la suite Galiléia se caractérisent par des compositions très calciques (tableau III-1-6, figure III-1-12). Les grenats des tonalo-granodiorites, des granodiorites et des enclaves ont des compositions comparables (tableau III-1-6). En revanche, les grenats des granites sont plus riches en composant almandin (44%) et spessartine (28%), et les grenats de la Tonalite Itatiaia se distinguent de ceux des autres faciès par leur richesse relative en almandin (64%) et pyrope (21%) et par des proportions faibles en spessartine (9%). Ces compositions de grenat sont rares dans les granitoïdes calco-alkalins (Zen & Hammarstrom, 1984a; Embey-Isztin *et al.*, 1985; Barth & Ehlig, 1988, Day *et al.*, 1992). Elles sont nettement plus riches en grossulaire et plus pauvres en pyrope (figure III-1-12) que celles de certains grenats expérimentaux riches en grossulaires étudiés par Green & Ringwood (1968) et Green (1992) et celles des grenats naturels des andésites et des dacites de la Nouvelle Zélande étudiés par Day *et al.* (1992).

Tableau III-1-6: Compositions chimiques représentatives des grenats des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo- granodiorite	Granodiorite	Granite	Microgranites leucocrates	Enclave
Echant.:	MD14	MD62A	MD61C1	MD01.1	MD03C	MD61C2
N° Anal.:	31(c)	37.6(c)	45.35(c)	1.7(c)	31.10(c)	24.4(c)
<u>Oxydes</u>						
SiO ₂	37.56	37.34	37.49	37.96	38.42	37.62
TiO ₂	0	0.16	0.09	0.10	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	21.45	21.16	21.32	21.79	21.65	21.49
FeO*	28.88	17.60	18.93	19.02	17.53	18.16
MnO	2.66	6.4	6.48	8.12	12.20	5.68
MgO	2.24	0.82	0.76	0.52	0.04	0.80
CaO	7.34	15.32	14.57	12.37	10.92	14.96
Na ₂ O	0.02	0	0.01	0	0.02	0.02
K ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.15	98.8	99.65	99.88	100.86	98.76
<u>Cations</u> Formule structurale calculée sur la base de 24 oxygènes et 16 cations						
Si	5.980	5.963	5.956	5.997	6.087	6.007
Al ^{IV}	0.020	0.037	0.044	0.003	0.000	0.000
Al ^{VI}	4.002	3.941	3.945	4.051	4.040	4.041
Ti	0.000	0.019	0.011	0.012	0.010	0.003
Fe ^T	3.850	2.357	2.509	2.634	2.357	2.426
Mg	0.532	0.195	0.180	0.122	0.009	0.190
Mn	0.359	0.865	0.872	1.087	1.637	0.767
Ca	1.252	2.620	2.480	2.094	1.854	2.559
Na	0.006	0.003	0.003	0.000	0.006	0.006
Total	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000	16.000
<u>End- members</u>						
Almandin	64	39	42	44	40	41
Grossulaire	21	44	41	35	32.8	43
Spessartine	9	14	14	19	28	13
Pyrope	6	3	3	2	0.2	3

Les compositions des grenats des enclaves, des tonalo-granodiorites et des granodiorites de la suite Galiléia sont comparables à celles des grenats des tonalites du Bush Point, sud-est d'Alaska (Zen & Hammarstrom, 1984a). Le grenat de la Tonalite Itatiaia montre des proportions en pyrope proches de celles des éclogites des Alpes occidentales (Ernst & Dal Piaz, 1978).

Les roches riches en Ca ont les grenats les plus riches en Ca (figure III-1-13), sauf pour les grenats des tonalites où les teneurs en Ca ne sont pas corrélées aux teneurs en Ca de la roche. Ces grenats sont également les plus riches en Fe. Cette composition des grenats de la tonalite peut être expliquée par la présence assez significative de l'amphibole et de la biotite avec lesquelles ces grenats sont en équilibre.

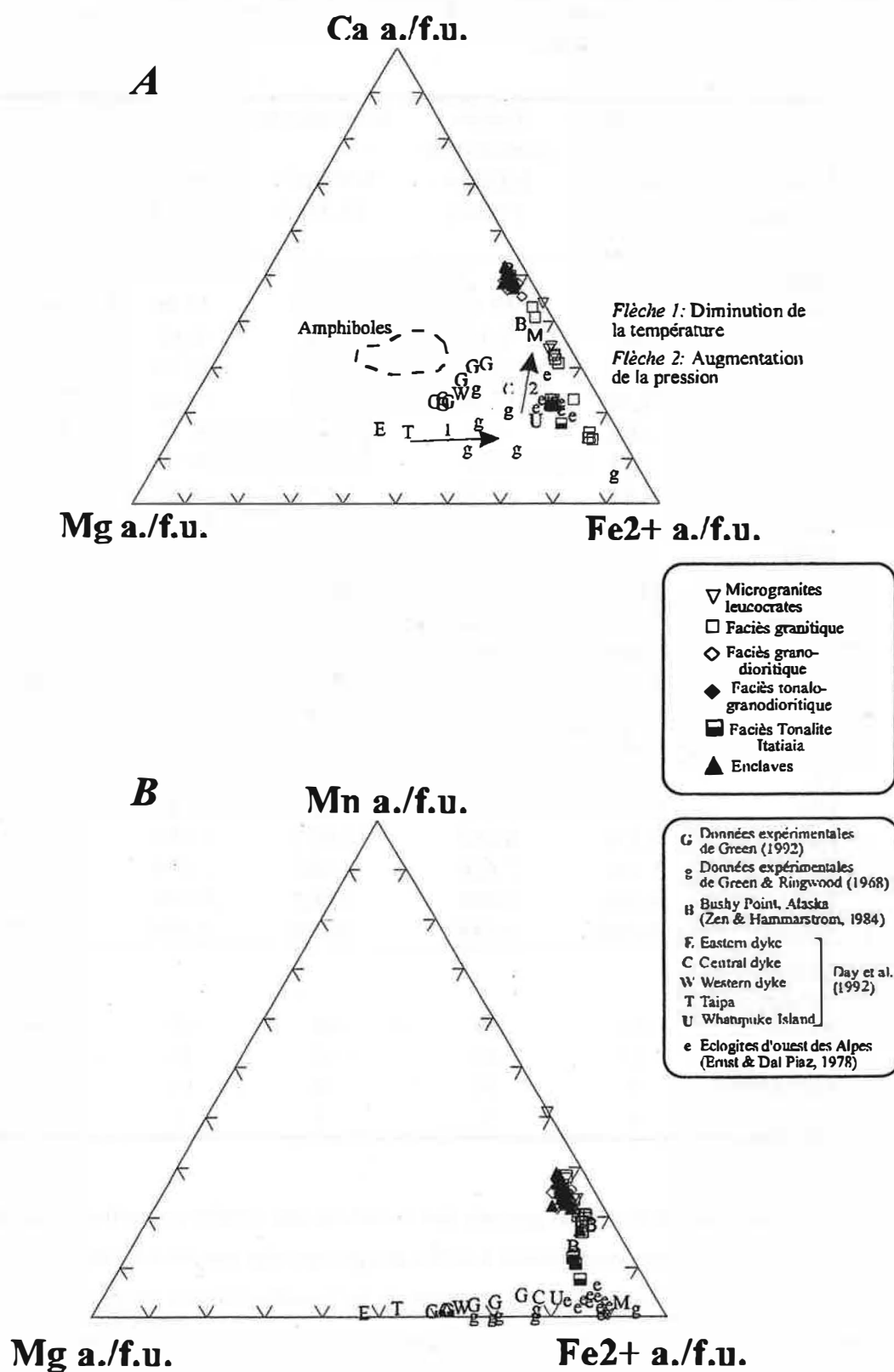
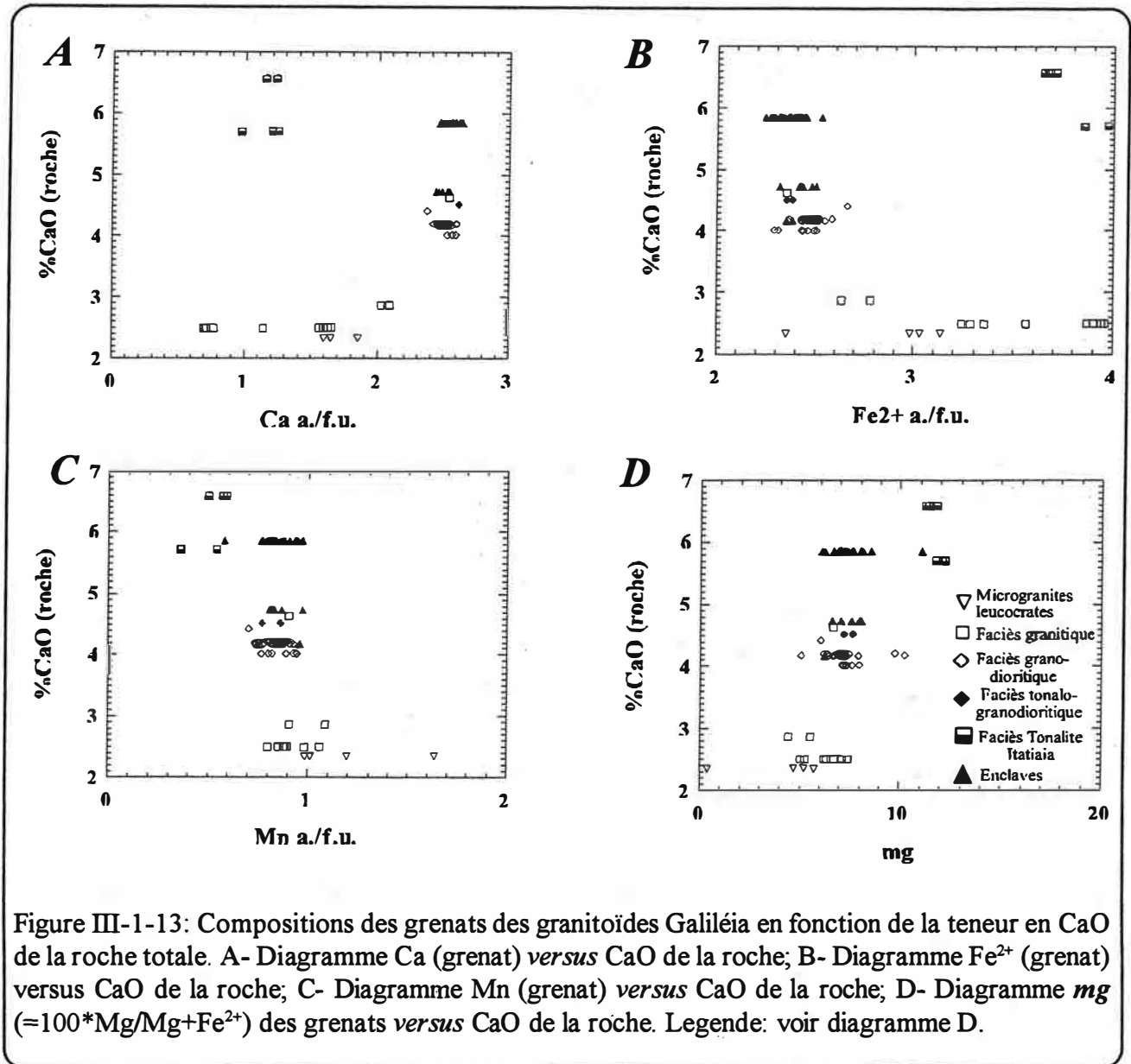


Figure III-1-12: Positions des grenats des granitoïdes Galiléia et de certains grenats calciques de la littérature dans les diagrammes triangulaires Ca-Mg-Fe²⁺ (A) et Mn-Mg-Fe²⁺ (B).



Les grenats des granodiorites et de leurs enclaves ont les mêmes compositions chimiques (tableau III-1-6) et les mêmes rapports *mg* (figure III-1-13D). Ces grenats ont subi soit un processus d'homogénéisation ou de rééquilibrage, soit une cristallisation simultanée dans les enclaves et dans les granodiorites hôtes sous des conditions physicochimiques comparables, mais il est également envisageable que ces grenats des granodiorites soient des xénocristaux provenant des enclaves comme les xénocristaux de plagioclases (An₈₈) par un mélange mécanique ("mingling").

Nous avons observé une diminution des teneurs en MnO du cœur vers la bordure des cristaux de grenat (figure III-1-14A). Parallèlement on a caractérisé dans une grande partie des cristaux une augmentation des teneurs en FeO (figure III-1-14B) du cœur vers la bordure. Les teneurs en CaO et MgO sont très oscillatoires et ne montrent pas des tendances nettes.

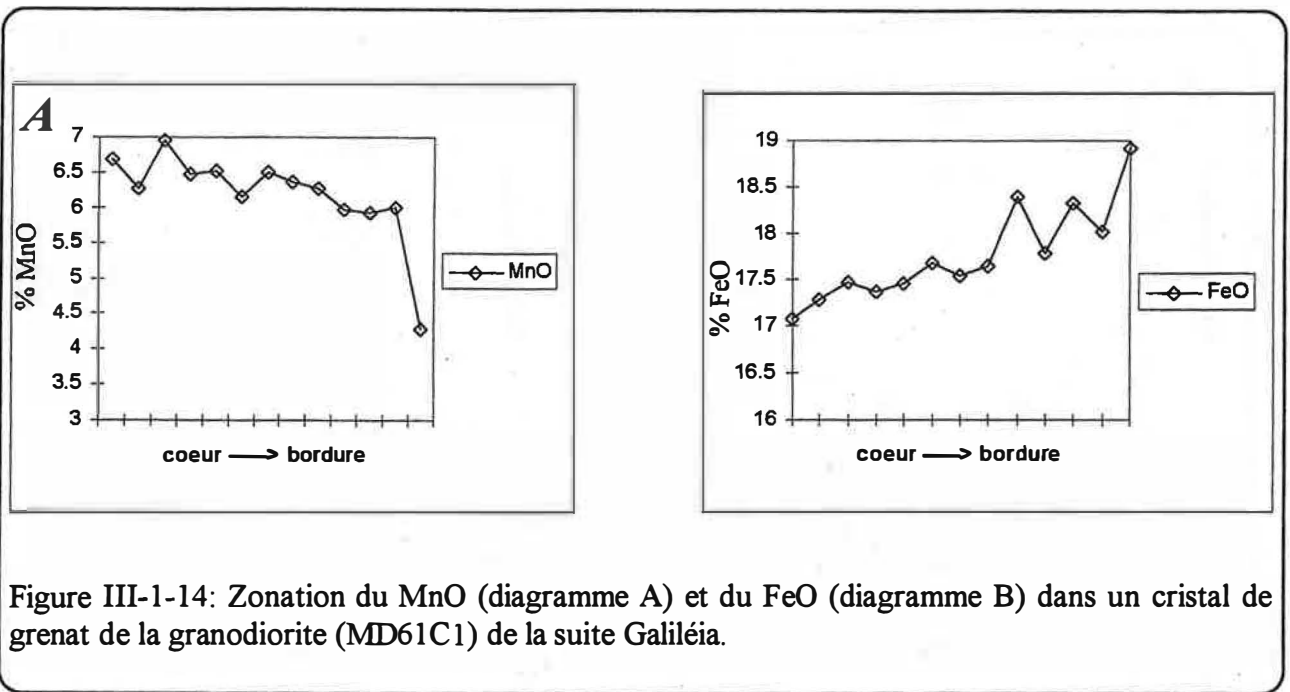


Figure III-1-14: Zonation du MnO (diagramme A) et du FeO (diagramme B) dans un cristal de grenat de la granodiorite (MD61C1) de la suite Galiléia.

En assumant une cristallisation magmatique des grenats au sein des enclaves on peut calculer le coefficient de distribution du CaO entre le grenat et le liquide. Les valeurs obtenues $k_d^{(gr-enclave)}_{CaO}$ (entre 2.47 et 3.60) sont du même ordre que celles des grenats des granulites.

L'origine des grenats et conditions de cristallisation

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'origine des grenats calciques dans les granitoïdes de la suite de Galiléia:

- Les grenats sont des xénocristaux provenant directement des roches du manteau supérieur (éclogites). Cette hypothèse semble écartée car les teneurs en pyrope (2% à 6%) des grenats des granitoïdes Galiléia sont très faibles par rapport à celles des grenats des éclogites (40% à 70%). Cependant, les grenats de la Tonalite Itatiaia ont une composition comparable (figure III-1-12) à celle des éclogites des Alpes occidentales italiens (Ernst & Dal Piaz, 1978);
- Les grenats peuvent être des xénocristaux provenant de roches métamorphiques crustales de type granulite. En raison des textures magmatiques observées au sein d'une grande partie des enclaves porteuses de grenat, une origine métamorphique n'est pas crédible;
- Les grenats sont formés sur place par des processus tardi-magmatiques (métasomatiques ou hydrothermaux). Dans l'ensemble des granitoïdes de la suite Galiléia, nous n'avons pas observé de phénomènes métasomatiques ou hydrothermaux significatifs qui peuvent expliquer la formation de tels grenats;
- Il est possible de cristalliser un grenat calcique à partir d'un liquide alumineux et calcique produit par un processus de mélange ("mixing") entre un magma basique (enclaves) et un magma felsique (crustal). Ce mélange a été plus prononcé dans les faciès granodioritiques et tonalo-granodioritiques où la proportion d'enclaves est la plus importante et les grenats sont les plus riches

en CaO. La variation de la composition des grenats peut être expliquée à partir de différentes proportions de magma basique et felsique impliqués. Les grenats les plus calciques se situent dans les roches où la contribution du magma basique (calcium) est importante et où le processus de mélange a été le plus efficace. En raison de la présence d'enclaves et de textures indiquant un mélange dans les roches de la suite Galiléia, cette hypothèse semble être renforcée.

- Pour les grenats calciques des tonalites du Bush Point (Alaska) Zen & Hammarstrom (1984a) préconisent la présence d'une paragenèse précoce, formée par un plagioclase calcique et par du clinopyroxène, qui se transforme en un assemblage à grenat + amphibole + quartz. Dans les enclaves, nous n'avons pas observé de clinopyroxène. En revanche, des plagioclases calciques sont fréquents et parfois comme inclusion dans le grenat. Nous pouvons considérer que tout le clinopyroxène a été transformé suivant la réaction: plagioclase calcique + clinopyroxène + H_2O = grenat + hornblende + quartz.

III-1.3.5 / Le feldspath potassique

Les feldspaths potassiques sont communs dans les granodiorites et granites (tableau III-1-1). Ils sont en très faible proportion dans les tonalo-granodiorites et absents ou très rares dans la Tonalite Itatiaia et dans les enclaves. Le microcline est le principal feldspath potassique alors que l'orthose est plus rare. Nous avons distingué deux types de feldspaths potassiques dont la composition reste homogène (entre Or_{91} et Or_{93}):

- Les feldspaths potassiques sous forme de grands cristaux subautomorphes à xénomorphes (0.5-2.5 mm), parfois perthitisés et maclés (péricline et/ou Carlsbad). Ils sont souvent fracturés. Dans les granites, ces phénocristaux sont bordés par du quartz, des plagioclases et des feldspaths potassiques plus fins. Ces feldspaths potassiques renferment du plagioclase et du quartz en inclusions. Le quartz peut corroder les feldspaths potassiques. Certains feldspaths potassiques sont très déformés et montrent une forte extinction onduleuse;

- Dans la matrice à grain moyen à fin, les feldspaths potassiques sont xénomorphes (0.2-0.7 mm) associés au quartz et au plagioclase. Ces cristaux sont communément interstitiels et parfois ils ont recristallisés (photo C de la planche 7) et sont fragmentés. Localement, ces feldspaths potassiques peuvent corroder, englober ou pénétrer (microfractures) des plagioclase et des biotites.

III-1.3.6 / Le quartz

Le quartz apparaît dans les granitoïdes de la suite de Galiléia sous différentes formes:

- en petites inclusions ovales (en gouttes) dans les feldspaths, biotites, amphiboles et grenats (photo D de la planche 6);

- en grandes plages (jusqu'à 5 à 6 mm) de quartz xénomorphes de remplissage. Ce quartz interstitiel peut corroder certains minéraux (amphibole, feldspath et plagioclase) et les isoler en îlots. Les grandes plages ont une extinction onduleuse prononcée. Certains quartz sont très étirés parallèlement aux niveaux de biotite;

- en cristaux de petite taille (0,1-0,6 mm) subautomorphes à xénomorphes. Ce type de quartz se met entre ou à la bordure des grands cristaux de plagioclases. Il peut aussi être associé aux minéraux ferromagnésiens. Parfois, il montre des extinctions onduleuses et une texture de recristallisation;

- sous forme de rares ocelles (MD61C1) (photo C de la planche 6) partiellement bordées par des biotites et des amphiboles dans les enclaves;

- au sein des myrmékites.

III-1.3.7 / Le zircon

Habitus et caractéristiques générales

Globalement, les zircons sont automorphes prismatiques à xénomorphes et ovoïdes (0.03-0.1 mm). Ils apparaissent fréquemment à l'intérieur ou en bordure des biotites et des amphiboles et plus rarement dans les plagioclases et le quartz. On observe souvent des zonations (photos D et E de la planche 8) et de halos pléochroïques dans les biotites autour du zircon.

Nous avons séparé les zircons de la granodiorite (MD03A1) afin de réaliser une étude typologique. Nous avons utilisé la méthodologie proposée par Pupin (1976) pour déterminer la typologie de ces zircons. La population des zircons de la granodiorite (photos A, B et C de la planche 8) est représentée principalement par les zircons de type S (sub-types S2, S3, S4 et S5) et de type P (sub-types P1 et P2). Nous avons identifié dans l'enclave (MD03B1) les mêmes types de zircon que dans la granodiorite. La population des zircons de la granodiorite montre deux tendances (figure III-1-15) évolutives:

- la première tendance est représentée par des zircons avec un indice T (Indice de Température) relativement élevé. Ces zircons ont été formés pendant les phases initiales de la cristallisation des magmas, dans un environnement relativement sec et chaud (850°C). Ils se placent dans le domaine des zircons des granitoïdes calco-alcalins proposée par Pupin (1976);

- la seconde tendance est caractérisée par des zircons avec un indice d'alcalinité (IA) très variable et une température de cristallisation plus basse (650°C). Elle résulte probablement d'un processus de contamination crustale ou de mélange magmatique.

Composition chimique

Les analyses à la microsonde ont été effectuées sur l'ensemble des grains des deux tendances évolutives dans les granodiorites et sur quelques grains des autres faciès (tableau III-1-7). La formule structurale (ABO_4) du zircon a été calculée sur la base de 16 oxygènes. Le site A est occupé par Zr^{4+} auquel se substitue le Hf^{4+} , Th^{4+} , U^{4+} , REE^{3+} , Y^{3+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} et des alcalins. Le site B est occupé par le Si^{4+} , P^{5+} et Al^{3+} .

La répartition des zircons dans le diagramme Th-Zr-Hf (figure III-1-16) montre que le rapport Hf/Th sépare clairement les zircons ($Hf/Th < 30$), qui ont cristallisé à haute température à partir d'un magma sec d'origine probablement mantéllique, des zircons ($Hf/Th > 30$), cristallisés à plus basse

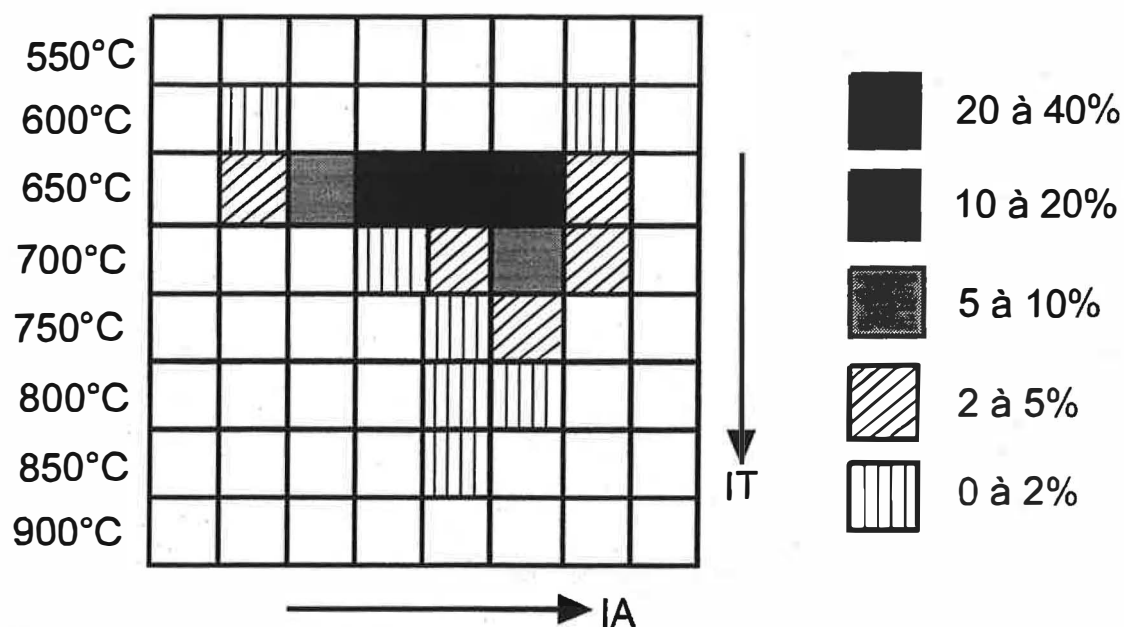


Figure III-1-15: Diagramme typologique (basé en Pupin, 1976) des zircons du faciès granodioritique de la suite Galiléia .

Tableau III-1-7: Compositions chimiques des zircons des différents faciès des granitoïdes de la suite Galiléia.

Faciès:	Tonalite Itatiaia	Tonalo- granodiorite	Granodiorite	Granite	Enclave
Echant.:	MD14	MD62A	MD03A	MD80	MD03B1
N° Lab.:	2.12	14.12	12.9	27.12	16.9
Oxydes					
SiO ₂	32.08	32.10	31.66	31.88	32.46
ZrO ₂	63.83	65.40	64.90	65.94	64.65
HfO ₂	1.18	1.49	1.72	1.58	0.84
P ₂ O ₅	0.23	0.01	0.51	0.19	0.09
Y ₂ O ₃	0.20	0.12	0.55	0.29	0.59
ThO ₂	0.00	0.00	0.00	0.13	0.18
UO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.25
Total	97.52	99.12	99.37	100.01	99.06
Cations Formule structurale calculée sur la base de 16 oxygènes					
Si	4.018	3.982	3.921	3.934	4.015
Zr	3.899	3.956	3.919	3.968	3.896
Hf	0.042	0.053	0.061	0.056	0.03
P	0.02	0.00	0.05	0.02	0.01
Y	0.013	0.008	0.036	0.019	0.039
Th	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005
U	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007
Total	7.992	7.999	7.988	8.001	8.002
Zr/Hf	47.2	38.3	33	36.4	67.1

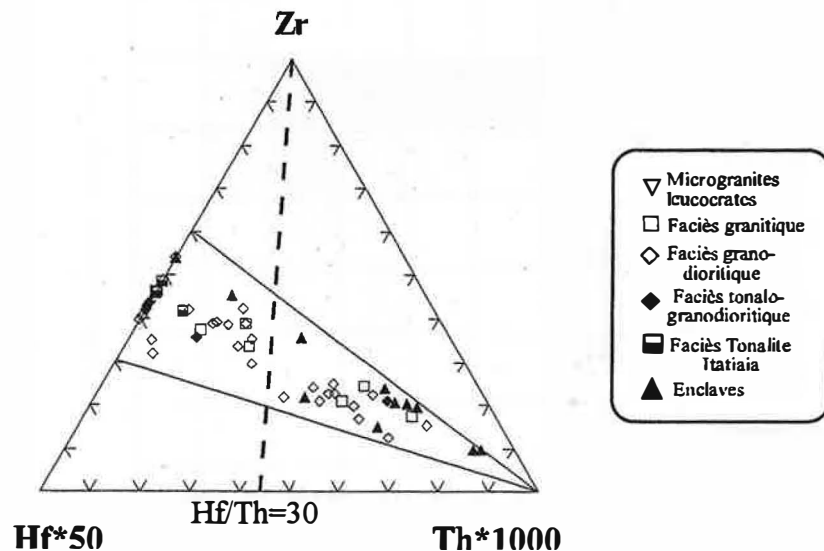


Figure III-1-16: Position des zircons de la suite Galiléia dans le diagramme triangulaire Zr-Hf*50-Th*1000. Noter les deux populations de zircons avec des rapports Hf/Th différents.

température dans des conditions crustales et humides. Pupin (1992) considère la valeur de 1.3% de HfO_2 comme la limite entre ces deux types de zircons. Ces observations rejoignent celles de l'étude typologique qui a montré l'existence de deux tendances principales dans les zircons de ces granitoïdes.

Les valeurs du rapport Zr/Hf (tableau III-1-7) des zircons varient considérablement de 25 à 75 sans indiquer une évolution nette entre les différents faciès. Elles sont normales pour des zircons de granitoïdes (entre 36 et 80) (Speer *et al.*, 1981 et Pupin, 1992). Les teneurs en Th (<0.23%) des zircons des granitoïdes de la suite de Galiléia sont faibles par rapport celles des zircons (<0.4%) des granites calco-alcalins (Pupin, 1992) mais elles sont plus élevées que celles des zircons (<0.1%) des granites anatectiques. Dans certains cristaux (photo D de la planche 8), on a observé des zones intermédiaires (entre le cœur et la bordure) caractérisées par des teneurs plus élevées en P, Y, U et Th (figure III-1-17A). En revanche, ces zones ont des rapports Zr/Hf plus faibles (figure III-1-17B).

Il faut noter que certains zircons des granodiorites ont des teneurs en Y_2O_3 très élevées qui peuvent atteindre 4% environ de Y_2O_3 (figure III-1-18). La plus grande partie des zircons des granitoïdes de la suite de Galiléia ont des compositions globales proches de celles des granitoïdes calco-alcalins (Pupin, 1992).

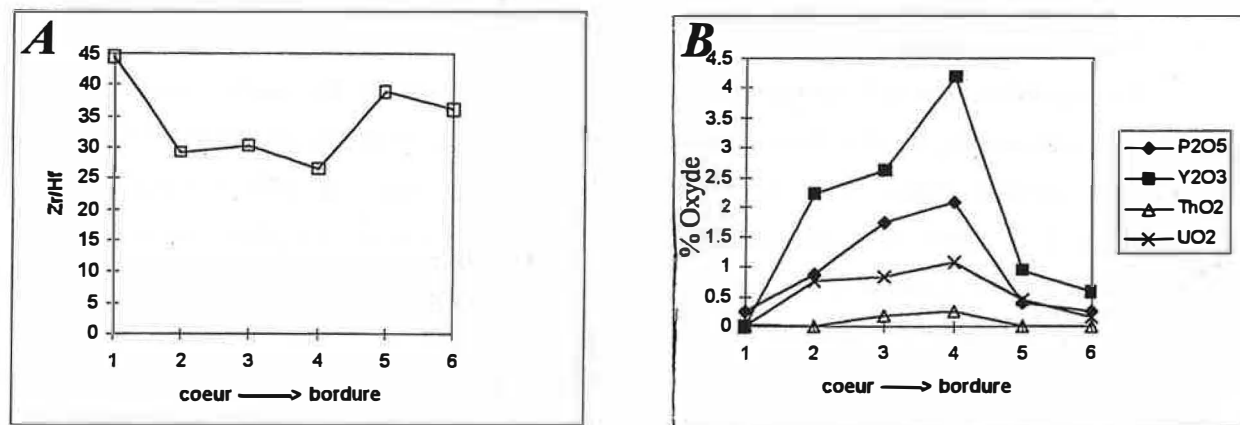


Figure III-1-17: Zonation du rapport Zr/Hf (diagramme A) et du P, Y, Th et U dans un cristal de zircon dans la granodiorite de la suite Galiléa (MD03A).

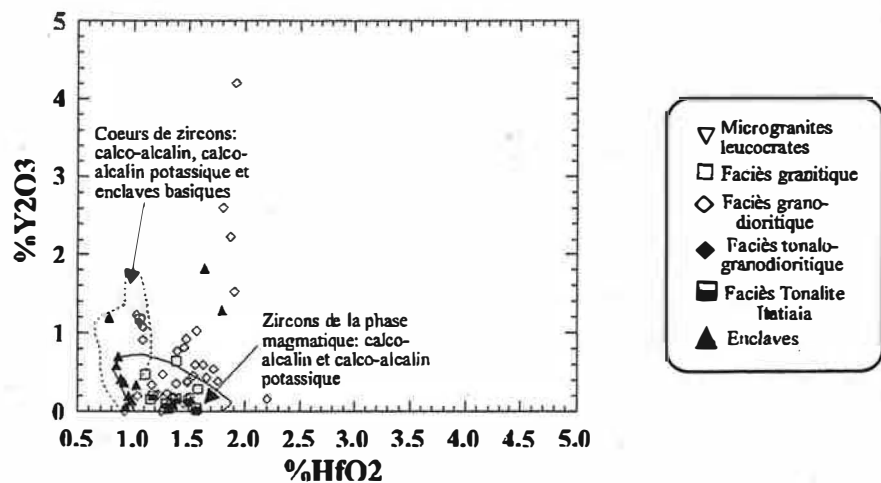


Figure III-1-18: Position des zircons des granitoïdes de la suite Galiléa dans le diagramme proposé par Pupin (1992).

III-1.3.8 / L'épidote

Habitus et caractéristiques générales

Les épidotes sont très communes dans certains échantillons des faciès granodioritiques et granitiques, surtout au sud et sud-ouest de la région étudiée. Elles se présentent sous trois habitus:

- en cristaux subautomorphes à automorphes polygonaux de taille sub-millimétrique à millimétrique (0.5-1 mm), souvent associés ou inclus dans les biotites ou agrégats de biotites (photo E de la planche 7). L'habitus et les relations texturales des cristaux automorphes avec les biotites suggèrent que la biotite et l'épidote ont cristallisé en même temps et aux dépens de l'amphibole suivant la réaction: plagioclase + amphibole + liquide \leftrightarrow biotite + épidote. En effet, dans les roches où ce type d'épidote est présent, la proportion modale de l'amphibole baisse considérablement. D'après les données de Naney (1983), l'épidote magmatique cristallise à environ 6 kbar dans les magmas granitiques et à environ 8 kbar dans les magmas granodioritiques et tonalitiques;

- certaines épidotes secondaires forment une couronne autour de certains cristaux d'allanites (photo F de la planche 7);

- des cristaux xénomorphes d'épidote, de taille relativement plus petite (0.1-0.4 mm), se développent aux dépens des plagioclases.

Les épidotes analysées des granitoïdes de la suite de Galilée (tableau III-1-8) sont plus pauvres en fer que les épidotes magmatiques décrites par Zen & Hammarstrom (1984b). Le contenu en pistacite ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Al}$) des épidotes des granites et granodiorites varie entre 11% et 21%.

La zonation dans un cristal de la granodiorite montre une augmentation du SiO_2 , du Al_2O_3 et du MnO vers la bordure. Le fer montre parallèlement une faible diminution.

III-1.3.9 / L'allanite

Les allanites (0.2-0.7 mm) sont subautomorphes à automorphes, zonées et parfois maclées. Souvent les allanites ont une couronne d'épidote (photo F de la planche 7). On observe un réseau de fractures radiales dans les minéraux voisins en raison de la dilatation causée par la métamictisation des allanites.

La formule structurale ($\text{A}_2\text{M}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) des allanites a été calculée sur la base de 12.5 oxygènes. Le site A est occupé par Ca^{2+} , REE^{3+} , Th^{4+} , Zr^{4+} et U^{4+} . Le site M représente en fait trois sites octaédriques M_1 , M_2 , et M_3 occupés par le Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} et Mg^{2+} (Dollase, 1971; Exley, 1980).

Les allanites des granodiorites sont plus riches en ThO_2 , Sm_2O_3 , Nd_2O_3 , Y_2O_3 , MgO, MnO et Al_2O_3 et plus pauvres en TiO_2 , FeO et CaO que les allanites des granites (tableau III-1-9). Dans le granite, l'allanite montre une bordure avec un enrichissement en terres rares intermédiaires (Nd_2O_3 et Sm_2O_3), ThO_2 , Y_2O_3 , MgO, FeO, CaO et TiO_2 et un appauvrissement en terres rares légères (La_2O_3 et Ce_2O_3), Pr_2O_3 , MnO et Al_2O_3 (tableau III-1-9). Le Ca se substitue aux terres rares (figure III-1-19).

Tableau III-1-8: Composition chimique des epidotes d'une granodiorite, d'un granite et d'une enclaves de la suite Galiléia.

Faciès	Granodiorite		Granite	Enclave
Echant.:	MD69A	MD69A	MD64A	MD61D1
N° Anal.:	25.5(c)	28.5(b)	64.5(c)	15.5
<u>Oxydes</u>				
SiO ₂	38.5	39.16	37.5	38.17
TiO ₂	0.15	0.17	0.09	0.12
Al ₂ O ₃	27.5	28.12	26.95	27.25
Fe ₂ O ₃	6.61	6.34	7.59	7.17
MnO	0.13	1.04	0.40	0.72
MgO	0.06	0.03	0.00	0.00
CaO	23.79	23.74	23.09	23.81
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.00
K ₂ O	0.08	0.00	0.02	0.00
Total	96.82	98.61	95.66	97.24
<u>Cations</u>				
	Formule structurale calculée sur la base de 12.5 oxygènes			
Si	3.004	3.010	2.978	2.985
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.022	0.015
Al ^{VI}	2.537	2.545	2.498	2.495
Ti	0.009	0.010	0.005	0.007
Mg	0.007	0.003	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.43	0.41	0.500	0.47
Mn	0.009	0.068	0.027	0.048
Na	0.000	0.001	0.003	0.000
Ca	1.997	1.955	1.965	1.995
K	0.008	0.000	0.000	0.000
Total	8.001	8.002	7.998	8.015

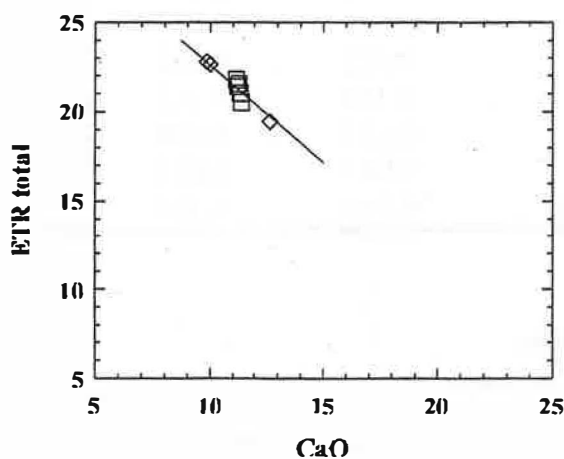


Figure III-1-19: Importance de la substitution Ca ---> ETR dans les allanites des granodiorites et granites de la suite Galiléia. Carrés: granites; Losanges: granodiorites.

Tableau III-1-9: Compositions chimiques des allanites des faciès granodioritique et granitique des granitoïdes de la suite Galiléia.

Faciès:	Granodiorite	Granite	
Echant.:	MD03A	MD64A	MD64A
N° Anal.:	8.9(c)	1.9(c)	3.9(b)
<u>Oxydes</u>			
SiO ₂	31.40	31.17	31.16
TiO ₂	0.38	0.79	0.85
Al ₂ O ₃	19.27	18.24	18.15
FeO*	12.17	13.88	13.95
MnO	0.59	0.53	0.27
MgO	0.86	0.47	0.59
CaO	10.00	11.18	11.31
La ₂ O ₃	5.71	6.00	5.60
Ce ₂ O ₃	10.94	10.99	10.68
Pr ₂ O ₃	1.11	0.98	0.75
Sm ₂ O ₃	0.69	0.36	0.48
Nd ₂ O ₃	4.33	3.41	3.92
Y ₂ O ₃	0.42	0	0.32
ThO ₂	1.43	0.53	1.00
Total	99.3	98.53	99.03
<u>Cations</u>	Formule structurale calculée sur la base de 12.5 oxygènes		
Si	2.941	2.937	2.928
Al ^{IV}	0.059	0.063	0.072
Al ^{VI}	2.066	1.961	1.937
Ti	0.026	0.056	0.060
Fe ²⁺	0.954	1.094	1.097
Mg	0.120	0.066	0.082
Mn	0.047	0.042	0.021
Ca	1.003	1.129	1.133
La	0.192	0.208	0.194
Ce	0.375	0.379	0.367
Pr	0.038	0.034	0.025
Sm	0.022	0.012	0.016
Nd	0.145	0.115	0.132
Y	0.021	0.000	0.016
Th	0.031	0.011	0.021
Total	8.040	8.107	8.101

III-1.3.10 / Le sphène

Le sphène est un minéral accessoire commun dans les granitoïdes Galiléia (photos D et E de la planche 7), surtout dans les tonalo-granodiorites et les granodiorites. Il peut être inclus dans les biotites soit suivant une croissance sagenétique, soit inclus d'une façon aléatoire; il peut être aussi en bordure des biotites. Il est parfois en inclusion dans l'amphibole et le grenat. Ces sphènes (0.1-0.4 mm) sont subautomorphes à automorphes, aciculaires et losangiques. Certains sphènes sont sous

forme d'une masse globuleuse ou allongée (0.5-0.8mm) envahissant les biotites, les amphiboles et parfois les grenats.

Le sphène a cristallisé soit tardivement à partir d'un liquide résiduel, soit comme produit de réaction péritectique de transformation d'amphibole en biotite selon la réaction de Speer (1987): amphibole + ilménite + liq. 1 = biotite + sphène.

La composition des sphènes des granodiorites diffère peu de celle des sphènes de leur enclaves et seules les teneurs en Al, Fe et Mn montrent une légère variation (tableau III-1-10). Les sphènes des micaschistes de la formation São Tomé se distinguent de ceux des granitoïdes et des enclaves par leurs teneurs plus élevées en Ti et plus basses en Al (tableau III-1-10).

III-1.3.11 / L'apatite

Les apatites sont en général aciculaires mais on observe des formes prismatiques et d'autres hexagonales (0.5-1 mm) dans les agrégats de biotites. Ce type d'apatite est plus commun dans les granites et granodiorites que dans les enclaves et la tonalite.

Les apatites aciculaires (0.1-0.7mm) présentent un rapport d'allongement variable pouvant atteindre 40 (photo F de la planche 6). Elles sont précoces et sont généralement en inclusion dans

Tableau III-1-10: Compositions chimiques représentatives des sphènes des couples granodiorite - enclave de la suite Galiléia et du micaschiste de la formation São Tomé.

Faciès	Granodiorite	Enclave	Granodiorite	Enclave	Schiste
Echant.:	MD03A	MD03B	MD61.2	MD61C1	MD5A
N° Anal.:	60(c)	143.2(c)	6.5(c)	82.3(c)	74.2
<u>Oxydes</u>					
SiO ₂	30.30	29.3	31.04	30.56	29.11
TiO ₂	35.48	35.53	36.66	36.66	39.04
Al ₂ O ₃	2.95	2.91	2.42	2.23	1.37
FeO*	0.47	0.36	0.5	0.4	0.17
MnO	0.06	0.07	0.13	0.04	0.1
MgO	0.01	0	0.01	0.01	0
CaO	28.22	27.07	28.91	28.77	28.6
Na ₂ O	0	0	0.03	0	0
K ₂ O	0	0	0	0.01	0
Total	97.49	95.24	99.70	98.68	98.39
<u>Cations</u> Formule structurale calculée sur la base de 20 oxygènes					
Si	4.043	3.998	4.056	4.036	3.875
Al	0.464	0.468	0.372	0.347	0.215
Ti	3.561	3.647	3.603	3.642	3.909
Mg	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000
Fe	0.052	0.041	0.055	0.044	0.019
Mn	0.007	0.008	0.014	0.004	0.011
Na	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Ca	4.034	3.958	4.047	4.071	4.079
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Total	12.163	12.120	12.157	12.148	12.108

l'amphibole, la biotite, le plagioclase, le grenat, le quartz et même dans le zircon. Elles sont plus abondantes dans les enclaves que dans leurs roches hôtes. Ce type d'apatite a été reproduit expérimentalement par Wyllie *et al.* (1962) après refroidissement rapide dans un milieu relativement riche en eau. La forme aciculaire des apatites constitue un fort argument en faveur d'une trempe d'un magma basique au contact d'un magma acide plus froid.

Les apatites analysées sont des fluoroapatites ($1.97\% < F < 4.93\%$) et montrent des teneurs en CaO (53.57% à 56.28%) et en P_2O_5 (36.62% à 43.03%) normales pour des granitoïdes.

III-1.3.12 / L'ilménite

L'ilménite (0.3-0.6mm) est un minéral accessoire très commun dans la Tonalite Itatiaia (MD14)(photo A de la planche 7). En revanche, il est presque absent dans les autres faciès. Il se trouve soit dans la matrice, soit en inclusion dans les biotites, les amphiboles ou les grenats. Les ilménites analysées sont relativement riches en MnO (1.20% à 2.03%).

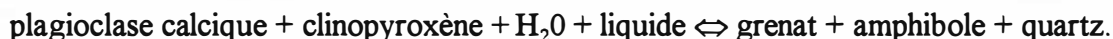
III-1.3.13 / La séricite, la chlorite et les carbonates

Ces minéraux sont secondaires et se développent aux dépens de la biotite et du plagioclase. Parfois, la séricite a une texture squelettique.

III-1.4 / Discussion et conclusion

Les granitoïdes

Le plagioclase calcique à forte zonation oscillatoire, l'apatite, allanite et le zircon sont les minéraux les plus précoces dans les granitoïdes et enclaves étudiées. Les relations de texture des grenats et des amphiboles (ce dernier en inclusion ou en contact franc avec des grenats) nous permettent de suggérer que ces minéraux ont eu une histoire de cristallisation relativement semblable, probablement sous des conditions de pression et de température très proches. Les données expérimentales de Green (1992) confirment ces observations. Les amphiboles en agrégats et les grenats peuvent être le résultat de la déstabilisation d'anciens pyroxènes suivant la réaction:



Cette réaction implique une cristallisation du grenat dans une chambre magmatique relativement profonde (>10 kbar) et une remontée très rapide des plutons vers la croûte supérieure, seul moyen de préserver la composition très calcique de ces grenats.

Les biotites et les sphènes se développent aux dépens des amphiboles suivant la réaction :
 $\text{amphibole} \pm \text{ilménite} + \text{liquide} = \text{biotite} + \text{sphène} + \text{quartz}.$

La composition chimique de ces biotites indique qu'elles étaient en équilibre avec les grenats.

La chlorite, l'épidote, la calcite et la muscovite cristallisent tardivement aux dépens des phases primaires plagioclase, biotite et allanite.

Les enclaves

Plusieurs caractères pétrographique, minéralogique et texturaux des enclaves des granitoïdes de la suite Galiléia montrent clairement que ces enclaves sont d'origine magmatique. Ces enclaves proviennent d'un magma mafique qui a été fortement affecté par un processus complexe de mélange avec le magma à l'origine des granitoïdes hôtes. Les principaux critères qui confirment ce processus sont:

- la présence dans les enclaves et dans les granitoïdes hôtes de plagioclases très calciques (An_{88}) présentant des zonations oscillatoires, "patchy zoning" et des textures complexes (planche 5) considérées comme typiques des processus de mélange. Ces teneurs en anorthite (jusqu'à An_{88}) assez importante aux cœurs des plagioclases sont compatibles avec une cristallisation à partir d'un magma mafique de composition basaltique ou à partir d'un magma hybride relativement mafique. Les coeurs corrodés suggèrent des phénomènes de résorption partielle des plagioclases résultant de l'interaction avec un liquide plus acide;
- la présence, dans les enclaves et les granitoïdes hôtes, d'agrégats d'amphibole (millimétriques à centimétriques) (photo B de la planche 6) où la biotite est parfois présente peut être interprétée comme le résultat de la déstabilisation du clinopyroxène sous l'influence du magma granitique hôte;
- des ocelles de quartz (photo C de la planche 6) partiellement bordées par des biotites et amphiboles sont également présentes, mais restent très rares;
- l'apatite aciculaire (photo F de la planche 6) est très fréquente dans les enclaves; elle est considérée comme caractéristique des enclaves microgrenues (Didier, 1973; White & Chappell, 1977) et sa présence est interprétée par ces auteurs comme le signe d'une trempe magmatique compatible avec une origine filonienne du matériel initial. En effet, la présence d'apatite aciculaire est très commune dans les mésostases des roches volcaniques et sub-volcaniques qui ont subi un refroidissement rapide (Wyllie *et al.*, 1962; Reid *et al.*, 1983; Vernon, 1983). L'apatite aciculaire confirme l'hypothèse d'un mélange entre deux liquides (basique et felsique) avec un refroidissement rapide;
- la présence de deux populations de zircons indique aussi la présence d'un processus de mélange. Les zircons dont le rapport Zr/Hf est élevé suggèrent une probable contribution mafique.

En conclusion, les granitoïdes de la suite Galiléia et leurs enclaves sont des roches hybrides résultants probablement d'un processus d'interaction entre des magmas basiques et acides, impliquant des processus complexes de mélange magmatique, surtout mécanique ("mingling") (Hibbard, 1981; Reid *et al.*, 1983; Barbarin & Bateman, 1986; Frost & Mahood, 1987; Barbarin, 1989; Dorais *et al.*, 1990), et de rééquilibrage chimique de certains minéraux (p.ex.: biotite) entre les enclaves et les roches hôtes. Le terme basique doit avoir une origine profonde (croûte inférieure ou manteau) et le terme acide peut être le résultat de la fusion crustale et/ou de la différenciation du magma basique.

Planche 5

Photo A: Plagioclase zoné avec un coeur corrodé de composition assez calcique (\sim An78) dans la granodiorite MD12. On observe du coeur vers la bordure une diminution oscillatoire des teneurs en anorthite (jusqu'à An40). Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photos B et C: Détail du coeur corrodé de cristaux de plagioclase de la granodiorite MD69. Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photos D, E et F: Plagioclases avec zonation oscillatoire dans les enclaves de l'affleurement MD61. Agrandissement de 80x pour les photos D et E et de 250x pour la photo F. Lumière polarisée. Remarquer dans la photo E la présence de cristaux accolés («syneusis»).

Planche 5

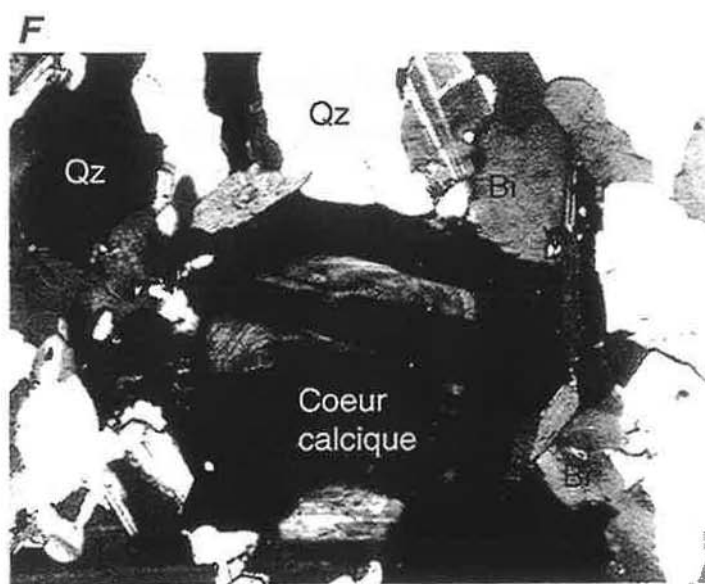
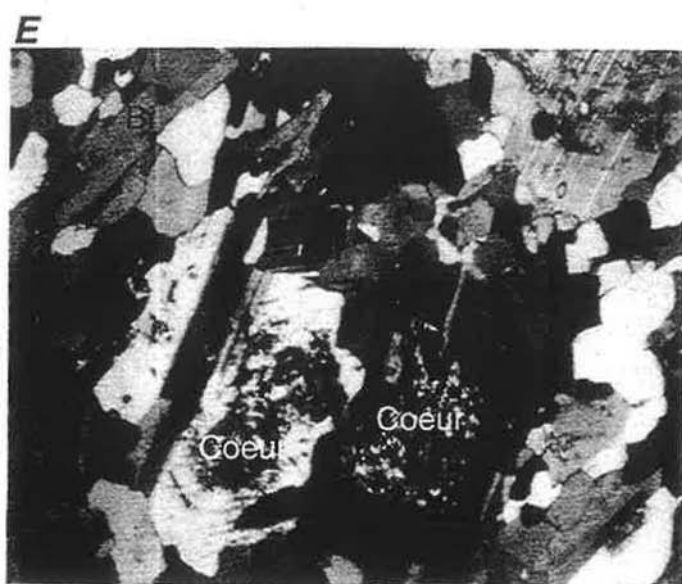
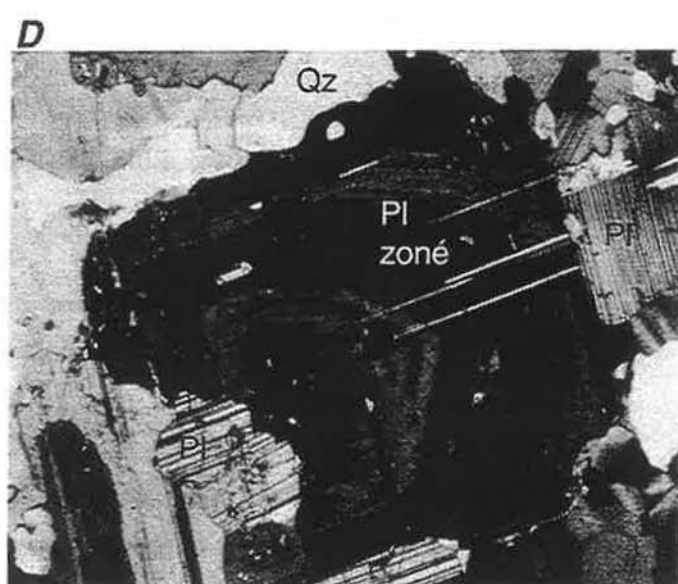
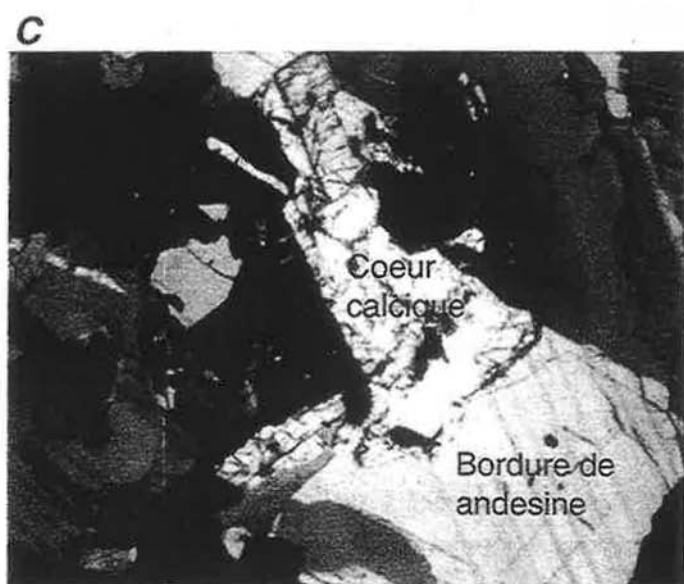
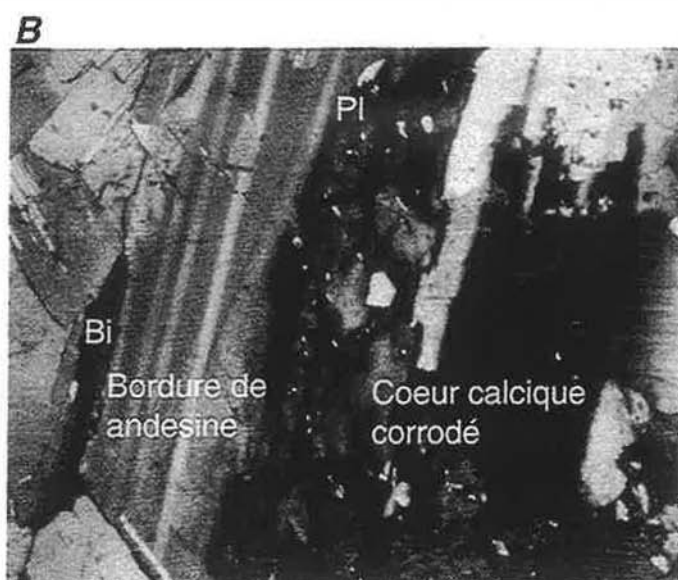
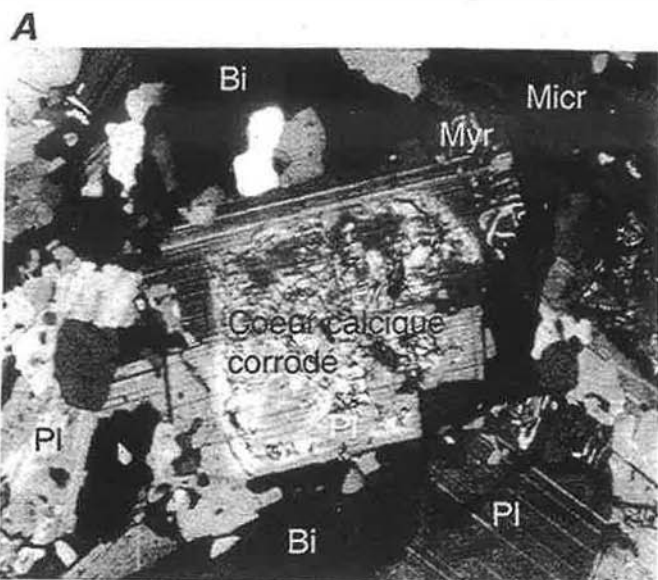


Planche 6

Photo A: Détail de la texture microgrenue d'une enclave de l'affleurement MD61. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo B: Agrégat de cristaux d'amphibole dans une enclave de la tonalo-granodiorite MD62. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo C: Partie d'une ocelle de quartz identifiée dans une enclave de la granodiorite MD61. Remarquer la présence de biotites à l'intérieur ou à la bordure de l'ocelle. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo D: Grenat de composition almandin-grossulaire dans une enclave de la granodiorite MD61. Remarquer la présence d'inclusions d'amphibole. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo E: Grenat de composition almandin-grossulaire au contact de la granodiorite MD61 (région droite inférieur de la photo) avec une enclave (région gauche supérieur). On observe une forte corrosion de ce grenat du côté de la granodiorite. Agrandissement de 250x. Lumière non polarisée.

Photo F: Apatites aciculaires en inclusion dans le plagioclase d'une enclave de la granodiorite MD61. Agrandissement de 500x. Lumière non polarisée.

Planche 6

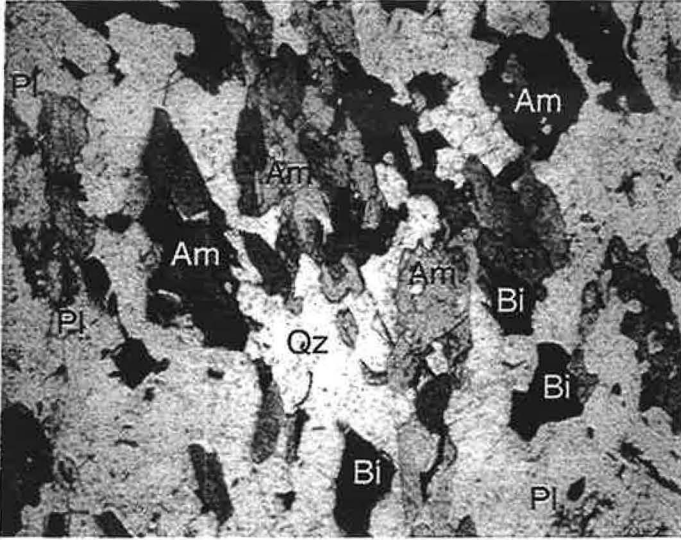
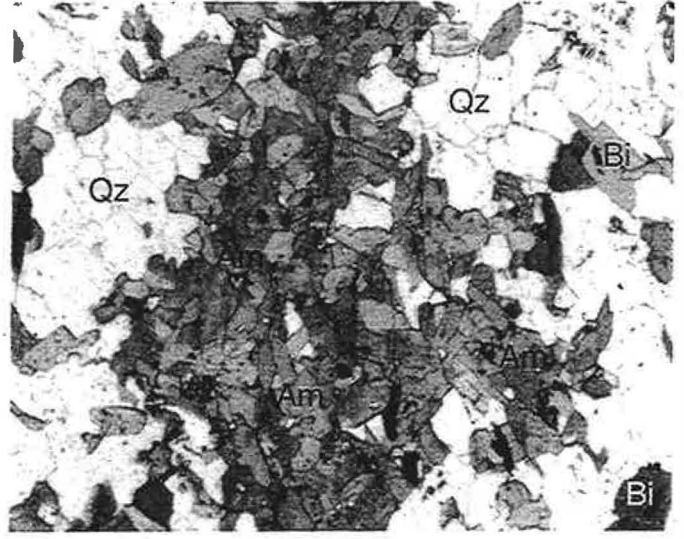
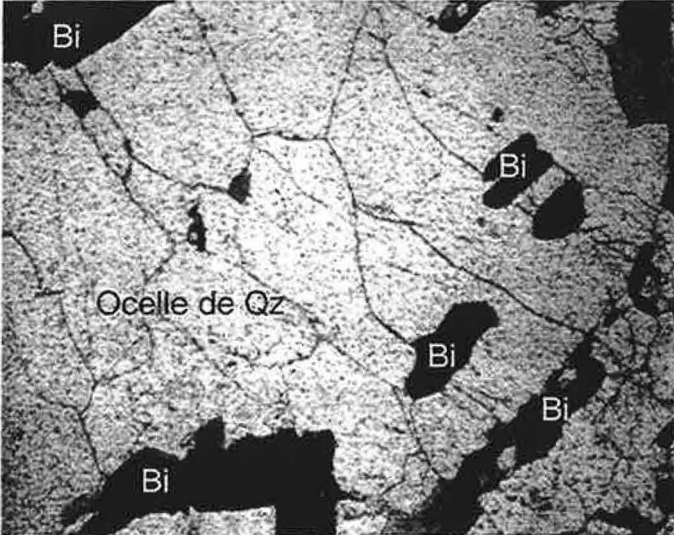
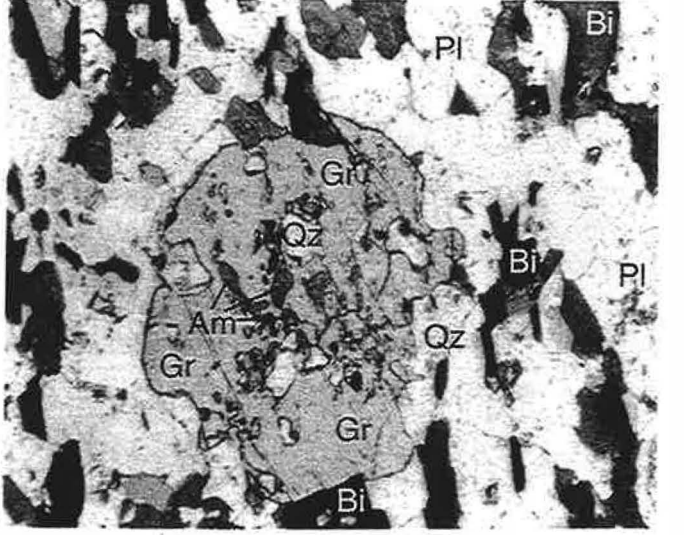
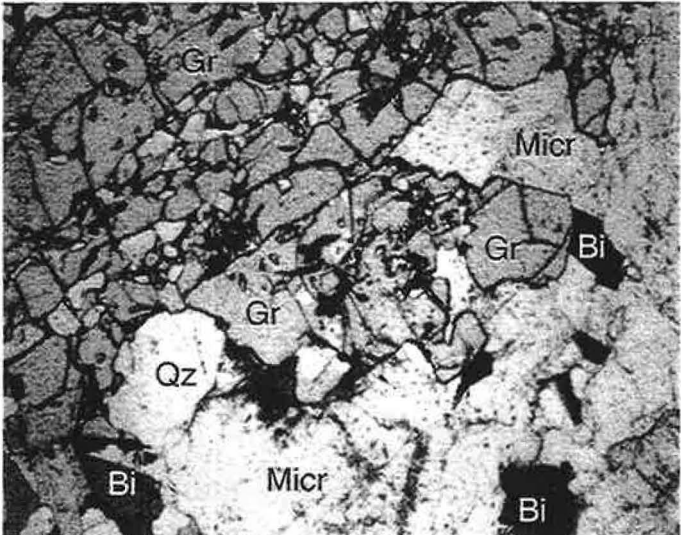
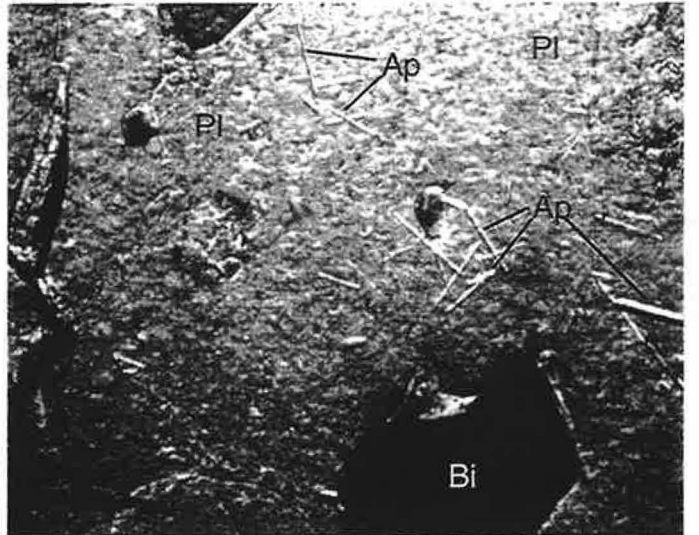
A**B****C****D****E****F**

Planche 7

Photo A: Cristal d'amphibole sub-automorphe avec des inclusions d'ilménite et de quartz dans la Tonalite Itatiaia de l'affleurement MD14. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo B: Détail du contact net entre la biotite et le grenat indiquant une probable cristallisation en équilibre de ces minéraux dans la Tonalite Itatiaia MD14. Agrandissement de 250x. Lumière non polarisée.

Photo C: Recristallisation dynamique du microcline (polygones) dans la granodiorite de l'affleurement MD12. Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Photo D: Détail d'un cristal de sphène dans une enclave de la granodiorite MD61. Noter la présence d'inclusions de zircons et d'apatites. Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Photo E: Détail d'un cristal d'épidote considéré comme magmatique entre des cristaux de biotite dans la granodiorite MD69. Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo F: Détail d'un cristal d'allanite enrobée par l'épidote et la présence de fractures de dilatation. Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Planche 7

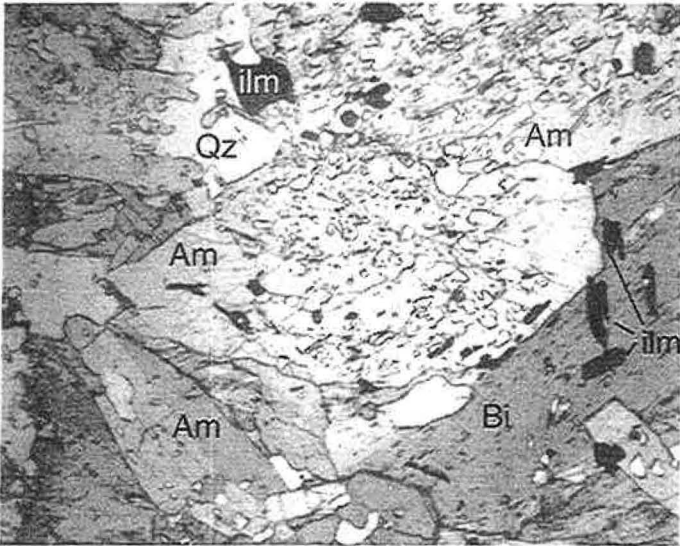
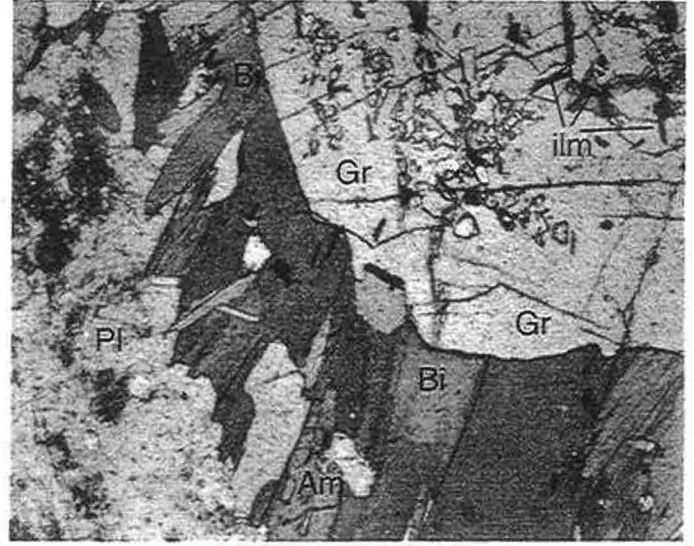
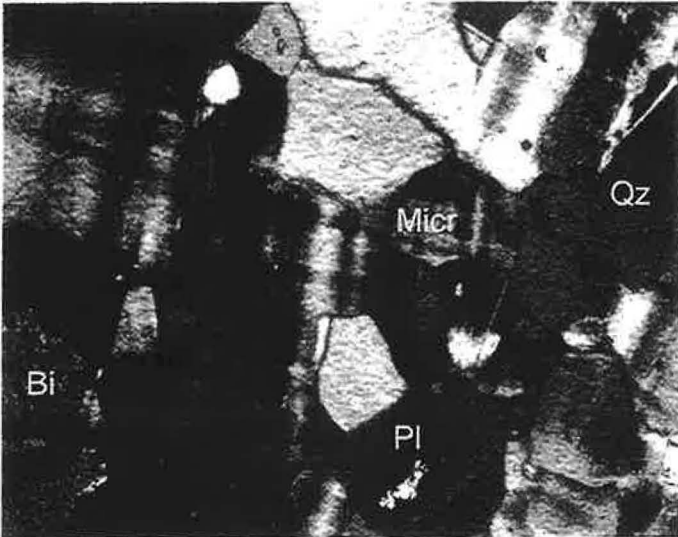
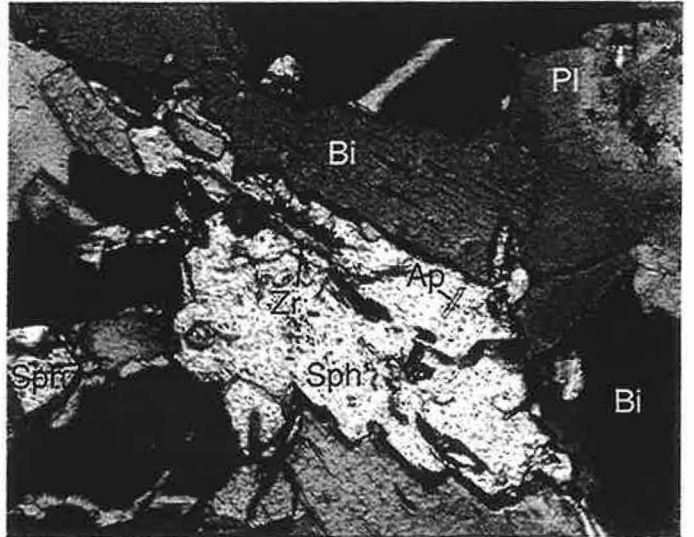
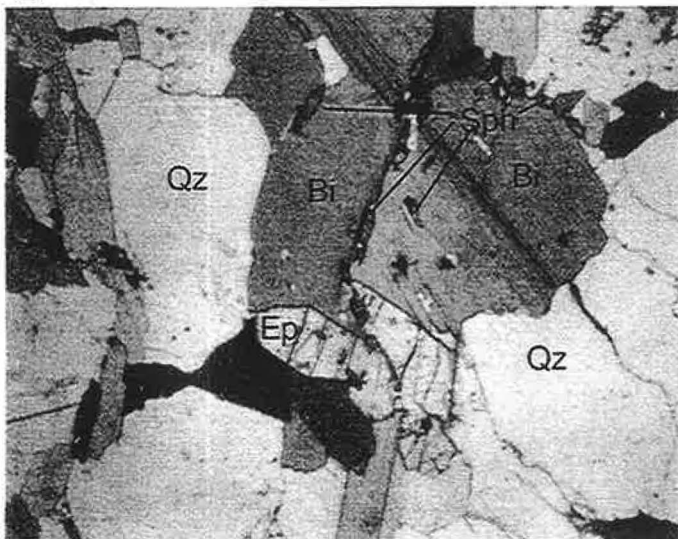
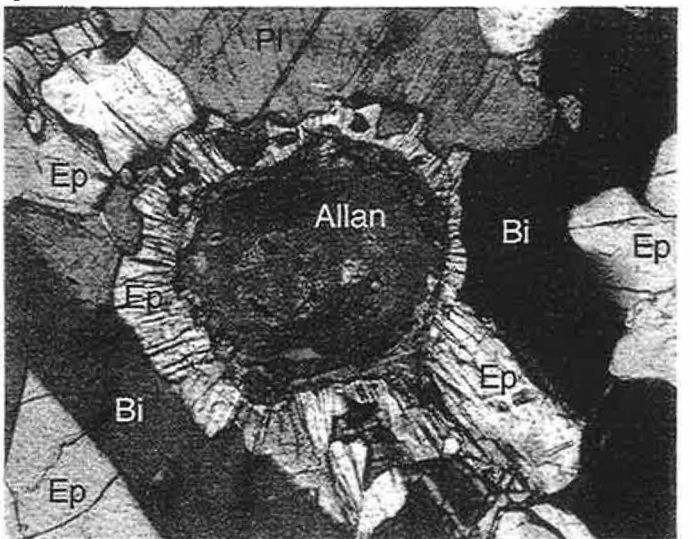
A**B****C****D****E****F**

Planche 8

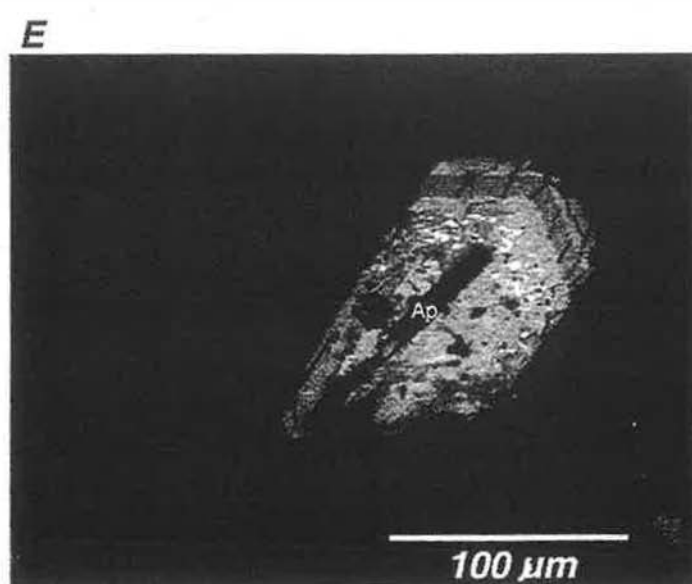
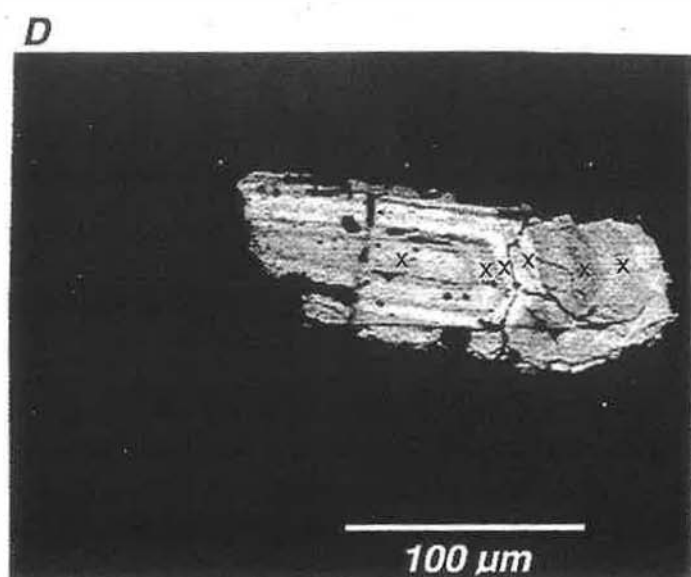
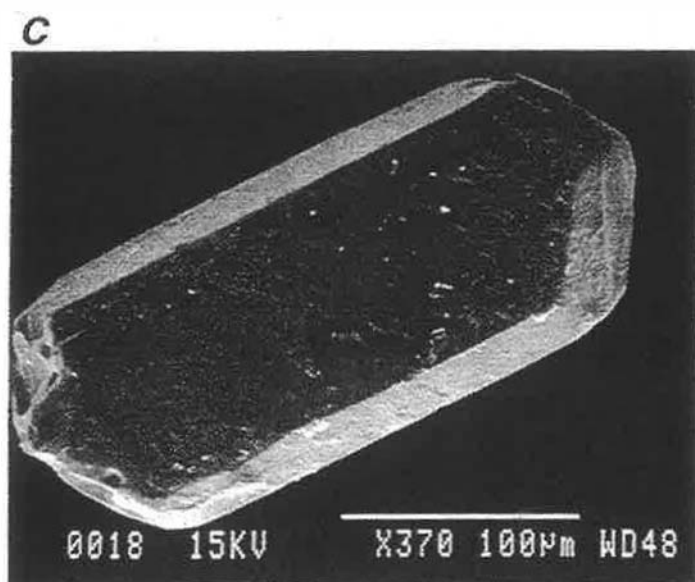
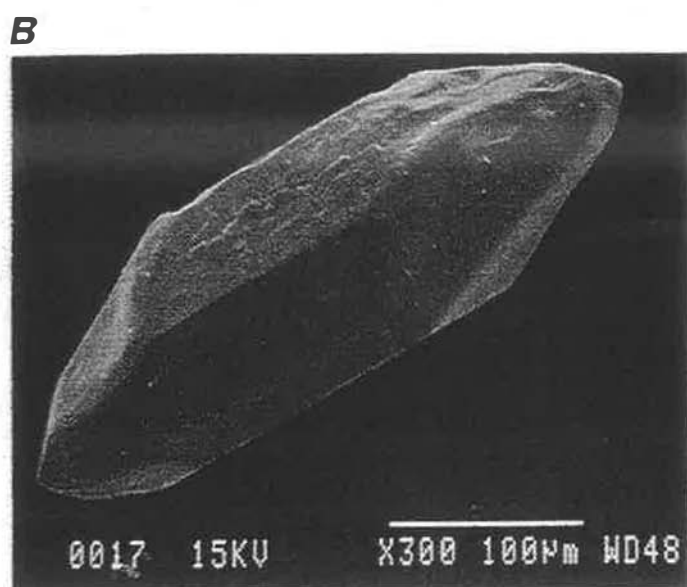
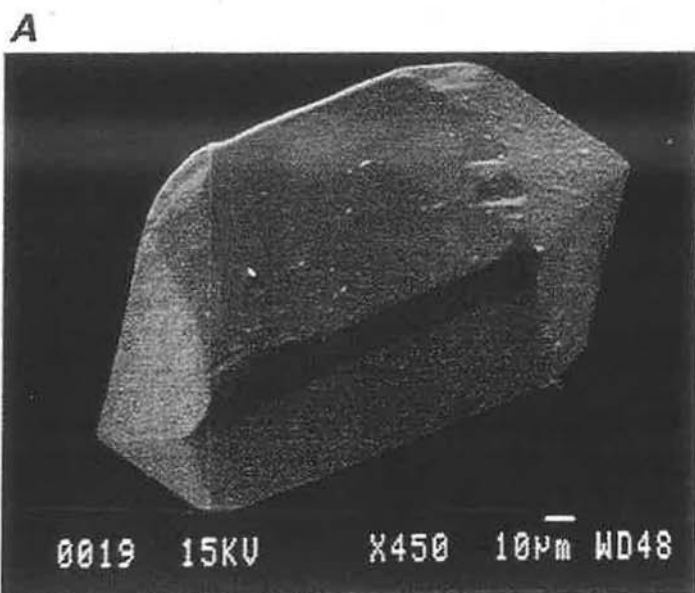
Photo A: Exemple de zircon (interprété comme du type S24; Pupin, 1976) formé en profondeur sous des températures élevées (850°C) dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03). Image d'électrons secondaires au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photo B: Exemple de zircon (interprété comme du type S1-S2; Pupin, 1976) formé sous des conditions de températures plus faibles (650°C) et dans un environnement plus alumineux dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03). Image d'électrons secondaires au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photo C: Exemple de zircon (interprété comme du type P1; Pupin, 1976) formé sous des températures relativement faibles (environ 650°C) dans la granodiorite de la suite Galiléia (MD03). Image d'électrons secondaires au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photos D et E: Exemples de zonation oscillatoire observée dans les zircons de la granodiorite de la suite Galiléia. Les zones claires ont des teneurs en U, Hf, Y, Th et P plus élevés. Les points dans la photo D représentent les analyses (cœur vers la bordure) de la figure III-1-17. Image rétrodiffusée au microscopique électronique à balayage (MEB).

Planche 8



III-2 / Géochimie

III-2.1 / Introduction

Les analyses chimiques des roches ont été effectuées à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne; les méthodes analytiques employées ainsi que leurs limites de détection sont dans l'Annexe 01 à la fin de la thèse. Les résultats complets des analyses chimiques des granitoïdes se trouvent en Annexe 04.

Nous avons distingué au cours de l'étude pétrographique quatre faciès: la tonalite Itatiaia, les tonalo-granodiorites, les granodiorites, les granites et les microgranites. Des enclaves microgrenues sont présentes dans tous les granitoïdes.

III-2.2 / Caractérisation chimique des granitoïdes

Les granitoïdes de la suite de Galiléia sont (figure III-2-1) métalumineux à légèrement péralumineux ($0.85 < A/CNK < 1.07$) et ils s'inscrivent (figure III-2-2) dans l'évolution des suites granitiques calco-alcalines (Debon & Le Fort, 1983).

Le caractère calco-alcalin est confirmé par les relations entre le FeO, le MgO et les alcalins ($Na_2O + K_2O$) (figure III-2-3A et B) selon les données de Irvine & Baragar (1971), entre le Fe_2O_3 , le MgO et l' Al_2O_3 (Besson & Fontelles, 1974) et par le rapport TiO_2/P_2O_5 proche de celui (~ 3.5) des granitoïdes calco-alcalins de Quérigut (Foucarde, 1981).

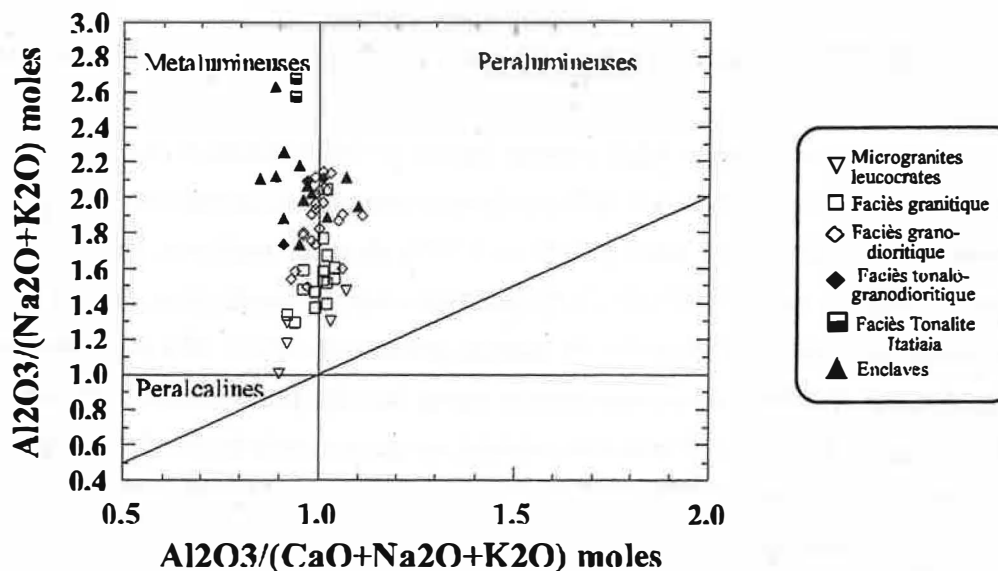


Figure III-2-1: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme A/CNK (indice de saturation en alumine de Shand, 1949) *versus* A/NK en moles .

Le rapport moyen MgO/TiO_2 des granitoïdes Galiléia est relativement plus élevé ($2.30 < \text{MgO}/\text{TiO}_2 < 3.16$) que celui proposé par Bilal & Fontelles (1991) pour les granitoïdes calco-alcalins (voisin de 2); cependant, ce rapport est compris entre celui de la suite calco-alcaline et la suite des granites crustaux ou de type S ($\text{MgO}/\text{TiO}_2=3$).

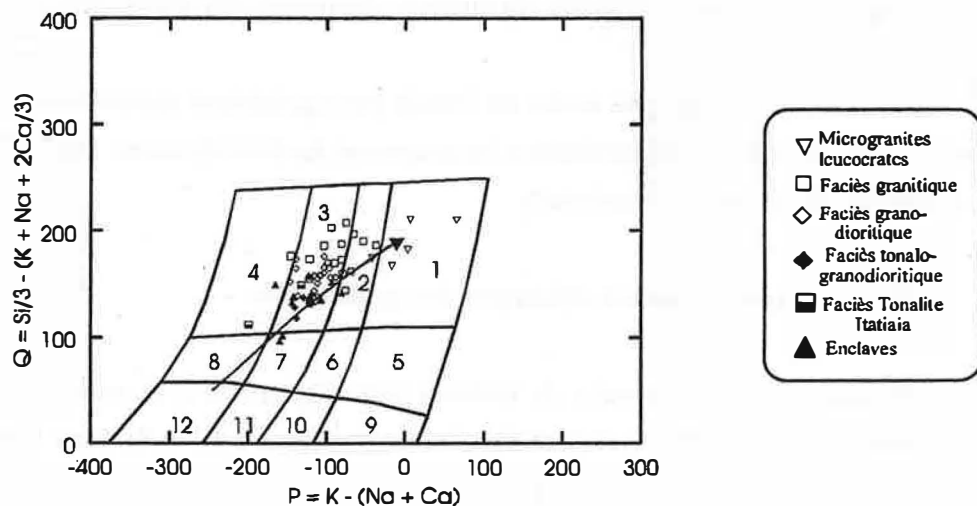


Figure III-2-2: Diagramme Q *versus* P de classification chimique de Debon & Le Fort (1983) pour les granitoïdes de la suite Galiléia. 1- granite, 2- adamellite, 3- granodiorite, 4- tonalite, 5- quartz syénite, 6- quartz monzonite, 7- quartz monzodiorite, 8- quartz diorite, 9- syénite, 10- monzonite, 11- monzogabbro, 12- gabbro à olivine. La flèche indique la suite calco-alcaline.

III-2.3 / Comportement des éléments majeurs dans les différents faciès

Nous avons choisi MgO comme indice de différenciation en raison de l'importance de ses variations relatives (3.81% à 0.06%) et de son caractère discriminant entre les différents faciès. Les teneurs en MgO varient entre 3.81% et 1.57% dans les enclaves, entre 3.31% et 2.45% dans la tonalite Itatiaia, entre 2.62% et 1.67% dans les tonalo-granodiorites, entre 1.59% et 1.06% dans les granodiorites, entre 0.87% et 0.43% dans les granites et entre 0.38% et 0.06% dans les microgranites. En plus, cet élément a un comportement inerte lors des phénomènes d'altération et les dosages par Fluorescence X et par ICP sont très précises, ce qui a permis de comparer et de confirmer les valeurs obtenues pour MgO .

Globalement on observe, par rapport aux teneurs en MgO (figure III-2-4), une diminution des teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MnO et P_2O_5 et une augmentation des teneurs en SiO_2 , K_2O et Na_2O .

La relation entre MnO et MgO (figure III-2-4) indique que le grenat participe tout le long de l'évolution de ces granitoïdes. Les teneurs en P_2O_5 baissent régulièrement des tonalites (0.25% de

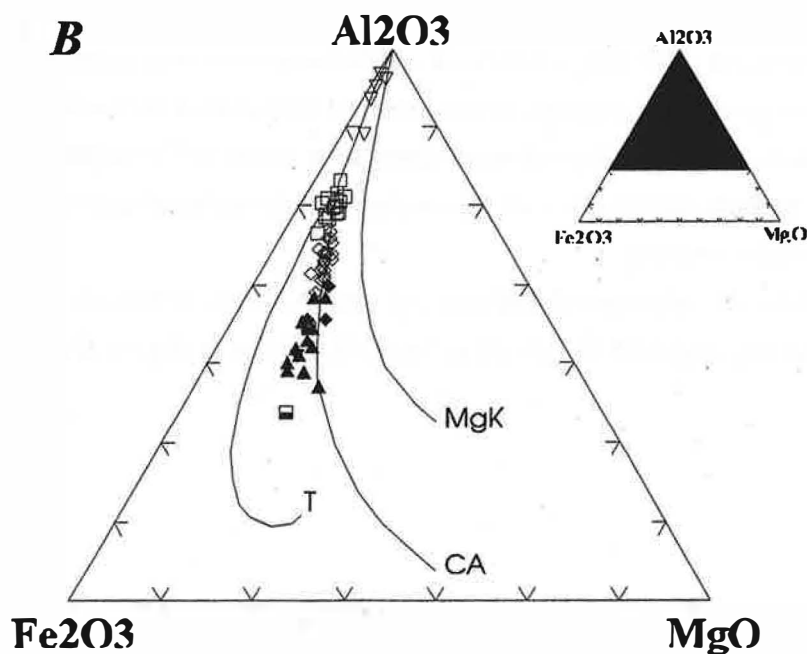
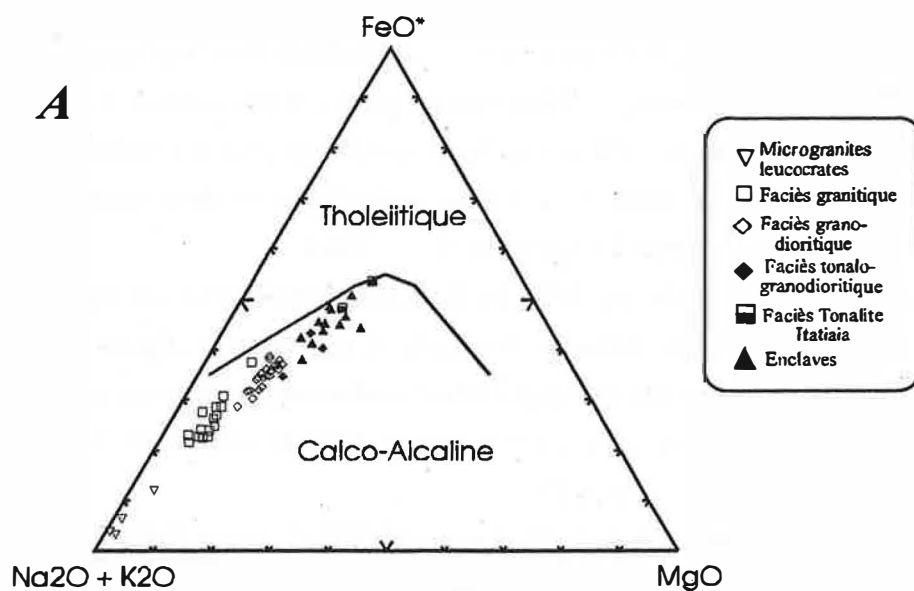


Figure III-2-3: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans le diagramme FeO* - Na₂O+K₂O - MgO (Irvine & Baragar, 1971) (diagramme A) et dans le diagramme Al₂O₃ - Fe₂O₃ - MgO (Besson & Fonteilles, 1974) (diagramme B). T: lignée tholéiitique du Japon (Aramaki, 1963); CA: calco-alcaline de Millas (Clavières, 1990); MgK: association magnésio-potassique des Crêtes.

P_2O_5) aux microgranites (0.05% de P_2O_5) confirmant ainsi nos observations pétrographiques sur la cristallisation précoce de l'apatite.

Les teneurs en Al_2O_3 , K_2O , Na_2O et P_2O_5 sont comparables dans les enclaves et les granodiorites hôtes et soulignent le phénomène de rééquilibrage entre ces deux roches. Ce phénomène est confirmé par le rapport Fe_2O_3/MgO de certaines enclaves, proche de celui des roches hôtes (figure III-2-4); ce rapport a été imposé par la roche hôte et il est contrôlé par les ferromagnésiens. Une seule enclave semble avoir gardé son rapport Fe_2O_3/MgO (2.11) initial.

Certains éléments tels que TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MnO et SiO_2 permettent de définir une seule tendance allant de la tonalite Itatiaia et des enclaves aux granites (figure III-2-4), ce qui indique le rôle des ferromagnésiens et des feldspaths dans l'évolution de ces granitoïdes. Le rôle de ces phases est confirmé par les relations entre CaO , K_2O et FMMT ($Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2$) et entre CaO , Na_2O et K_2O (figure III-2-5A, B et C).

La pente de la suite 1 dans le diagramme CaO/K_2O versus FMMT et Na_2O/K_2O versus CaO (figure III-2-5A et B) nécessite de faire intervenir le plagioclase, en effet, les rapports CaO/K_2O et Na_2O/K_2O baissent (figure III-2-5A, B et C) alors que FMMT augmente; cependant, l'amphibole intervient également (suite 1 dans le diagramme CaO/K_2O versus CaO ; figure III-2-5C) mais en proportion moindre dans l'assemblage minéralogique à fractionner.

La somme FMMT diminue tout le long de la suite 2 (figure III-2-5A) ce qui indique que les ferromagnésiens interviennent de manière importante dans l'assemblage minéralogique à fractionner. La baisse du rapport CaO/K_2O alors que le rapport Na_2O/K_2O reste stable au début de la suite 2 (figure III-2-5B) montrent que l'amphibole joue un rôle important à ce stade. La pente de la suite 2 fléchit légèrement au niveau des granites, ce qui montre l'importance du fractionnement de la biotite et, en moindre mesure, du feldspath potassique dans cette partie de l'évolution. Finalement, la suite 3 (figure III-2-5B) indique l'importance du fractionnement du feldspath potassique dans les granites et microgranites les plus évolués.

L'épidotisation de certains échantillons des granodiorites (MD63A, MD68A, MD69A et CP11) se traduit par des rapports CaO/K_2O et Na_2O/K_2O élevés (figure III-2-5A, B et C).

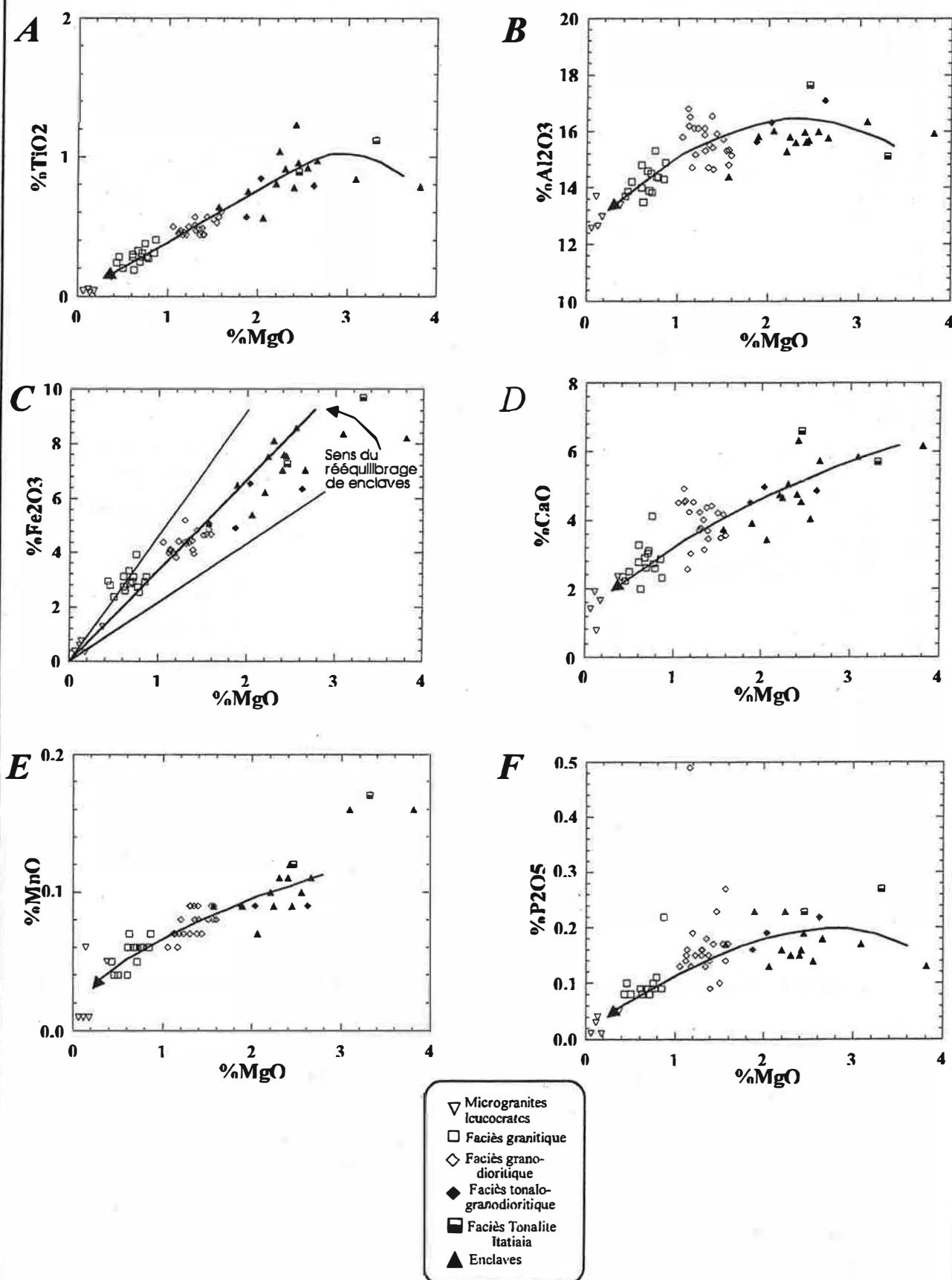
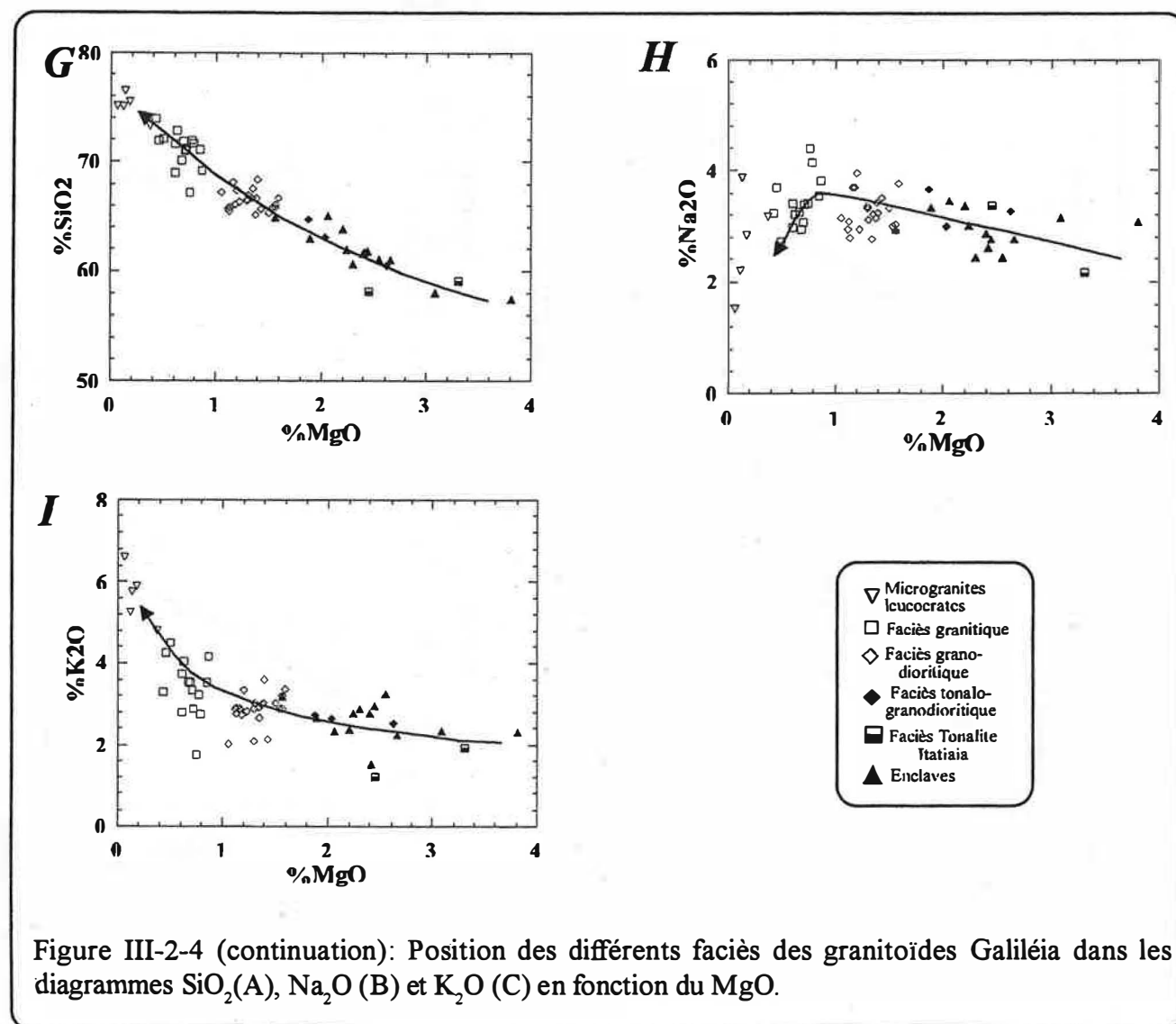


Figure III-2-4: Position des différents faciès de la suite Galiléia dans les diagrammes TiO₂ (A), Al₂O₃ (B), Fe₂O₃ (C), CaO (D), MnO (E) et P₂O₅ (F) en fonction du MgO.



III-2.4 / Comportement des éléments en traces dans les différents faciès

Les éléments de transition Co, V, Sc et Zn montrent (figure III-2-6A, B, C et D) de bonnes corrélations linéaires avec MgO et confirment le rôle des ferromagnésiens dans l'évolution de ces granitoïdes.

Les valeurs du Ga et du Ni dans une grande partie des enclaves et dans les granodiorites sont comparables (figure III-2-6E et F). Les teneurs en Cr et en Cu des enclaves sont très basses et comparables à celles des granodiorites hôtes. Ces éléments soulignent les phénomènes de rééquilibrage entre ces deux roches.

Le rapport Ba/Sr traduit le rôle joué par les plagioclases, il augmente des tonalites aux granodiorites (figure III-2-7A) puis chute dans les microgranites à la suite du fractionnement de la biotite qui incorpore le Ba et le Rb dans son réseau cristallin. Le rôle de la biotite est également

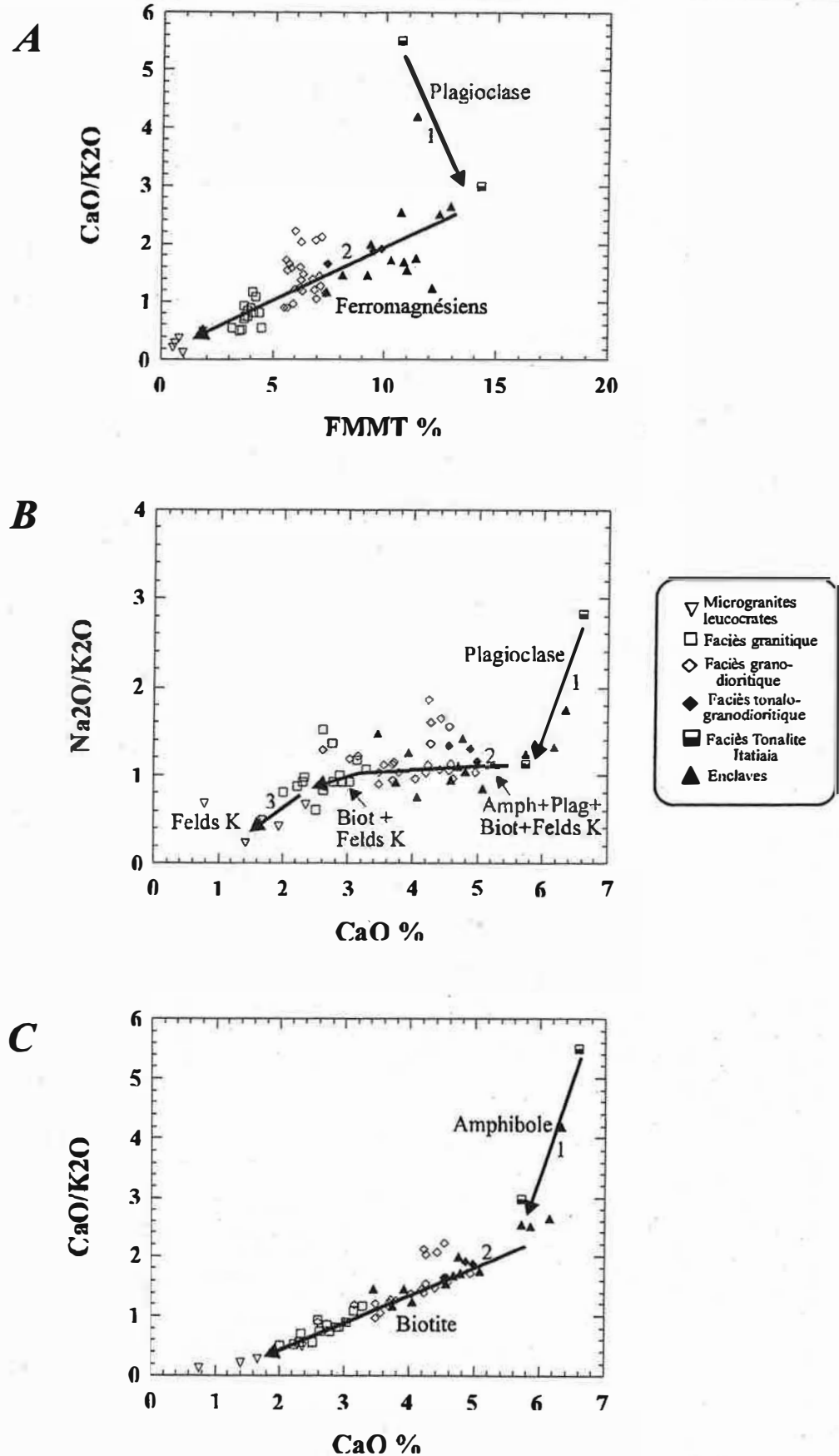


Figure III-2-5: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes FMMT versus $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ (diagramme A), CaO versus $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (B) et CaO versus $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ (C). Ces diagrammes soulignent le rôle du fractionnement du plagioclase, de la biotite, de l'amphibole et du feldspath potassique.

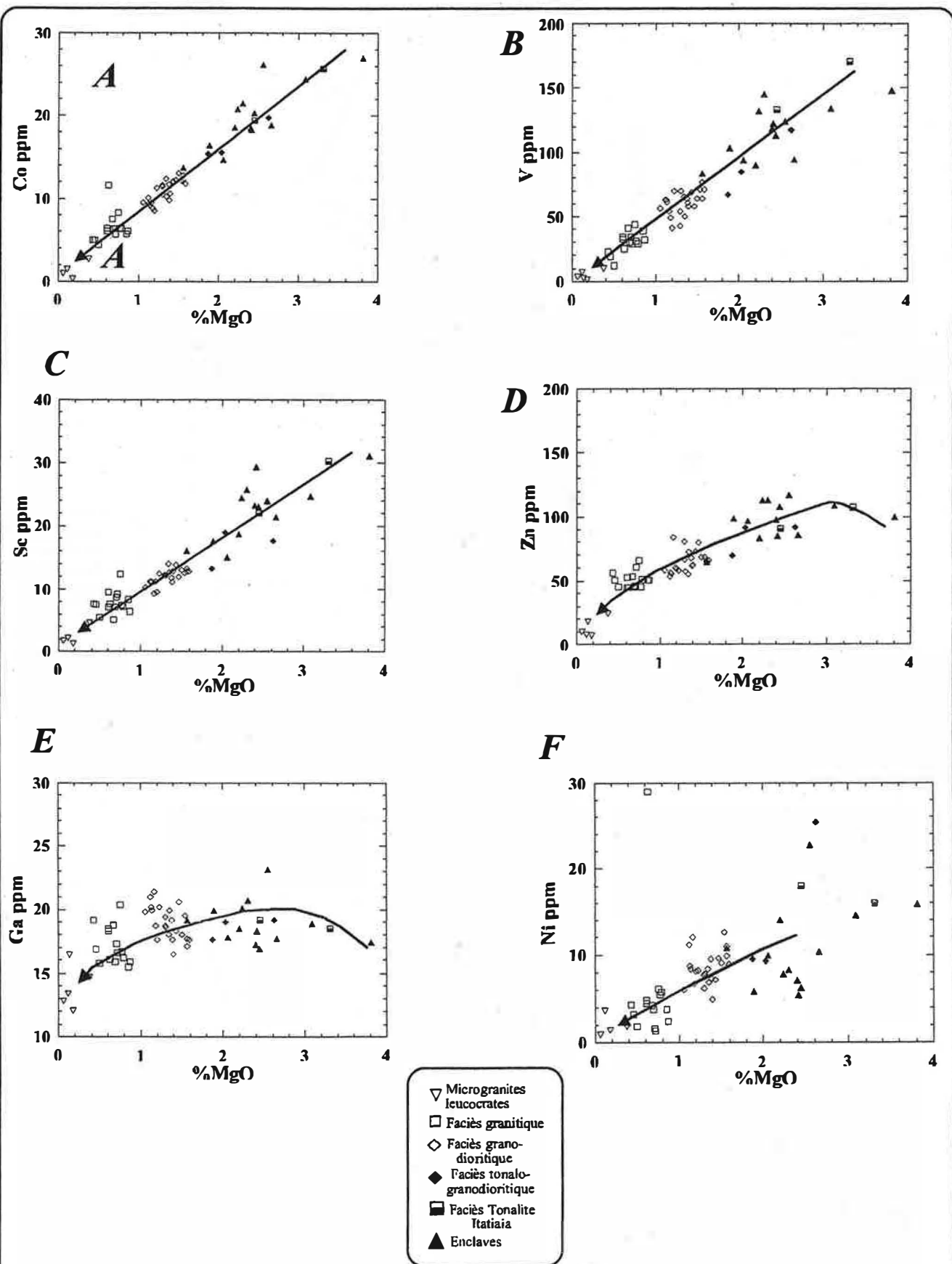


Figure III-2-6: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes Co (A), V (B), Sc (C), Zn (D), Ga (E) et Ni (F) en fonction du MgO.

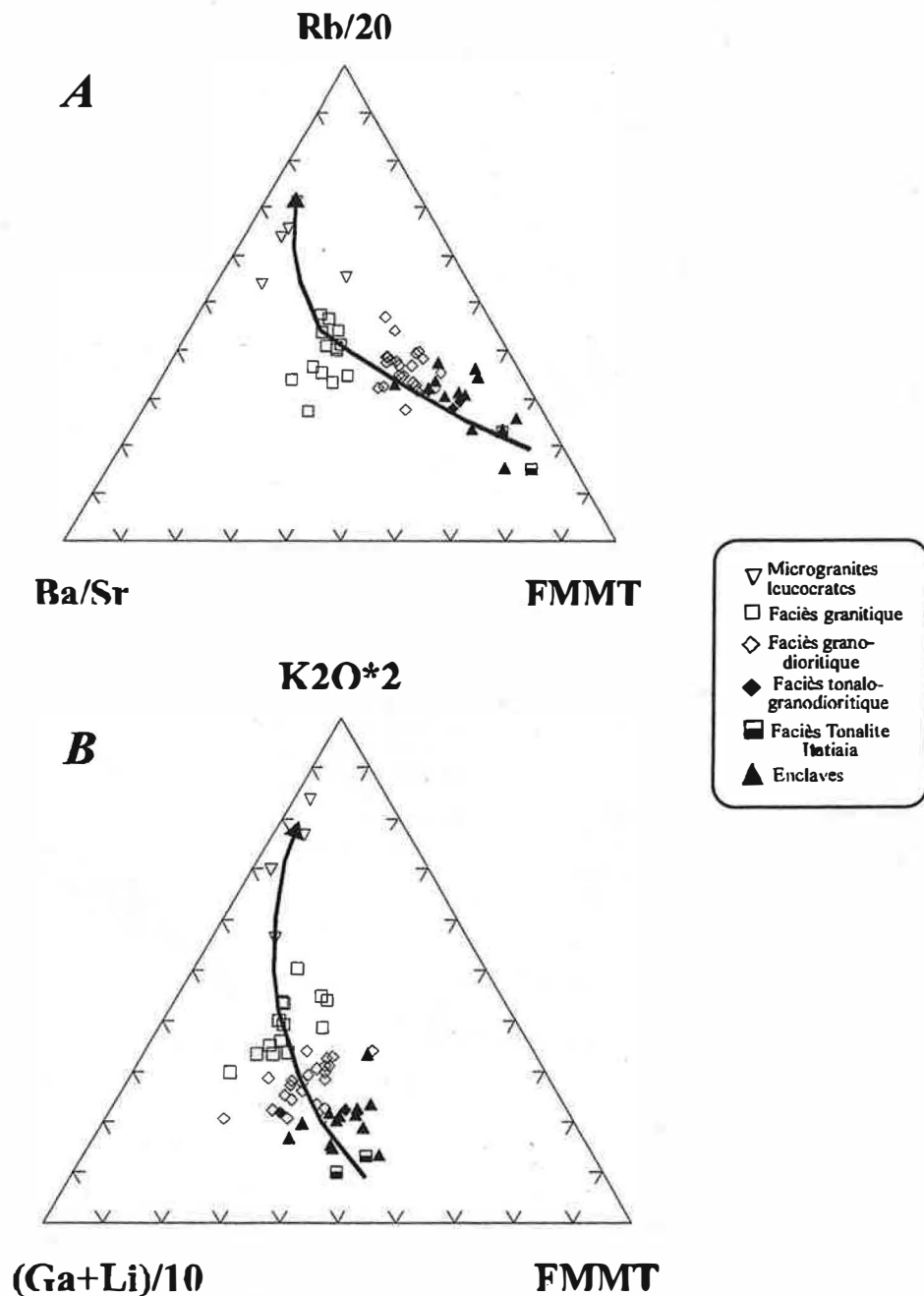


Figure III-2-7: Position des granitoïdes de la suite Galiléia dans les diagrammes Rb/20-Ba/Sr-FMMT (diagramme A) et K₂O-(Ga/Li)/10-FMMT (B). Ces diagrammes soulignent le rôle du fractionnement de la biotite.

souligné par les relations entre Ga+Li et FMMT (figure III-2-7B).

Les relations entre Zr, Nb et Y montrent deux groupes de granitoïdes qui se distinguent par des rapports Zr/Nb et Y/Nb différents (figure III-2-8A). Les échantillons les plus riches en Nb, sont également les plus riches en épidote et en sphène; le sphène est particulièrement riche en Nb. En revanche, Y est contrôlé par les grenats qui s'enrichissent en Y des tonalites et enclaves aux microgranites. Ceci joue sur l'évolution des rapports Y/MnO et Y/(FMMT) des granitoïdes (figure

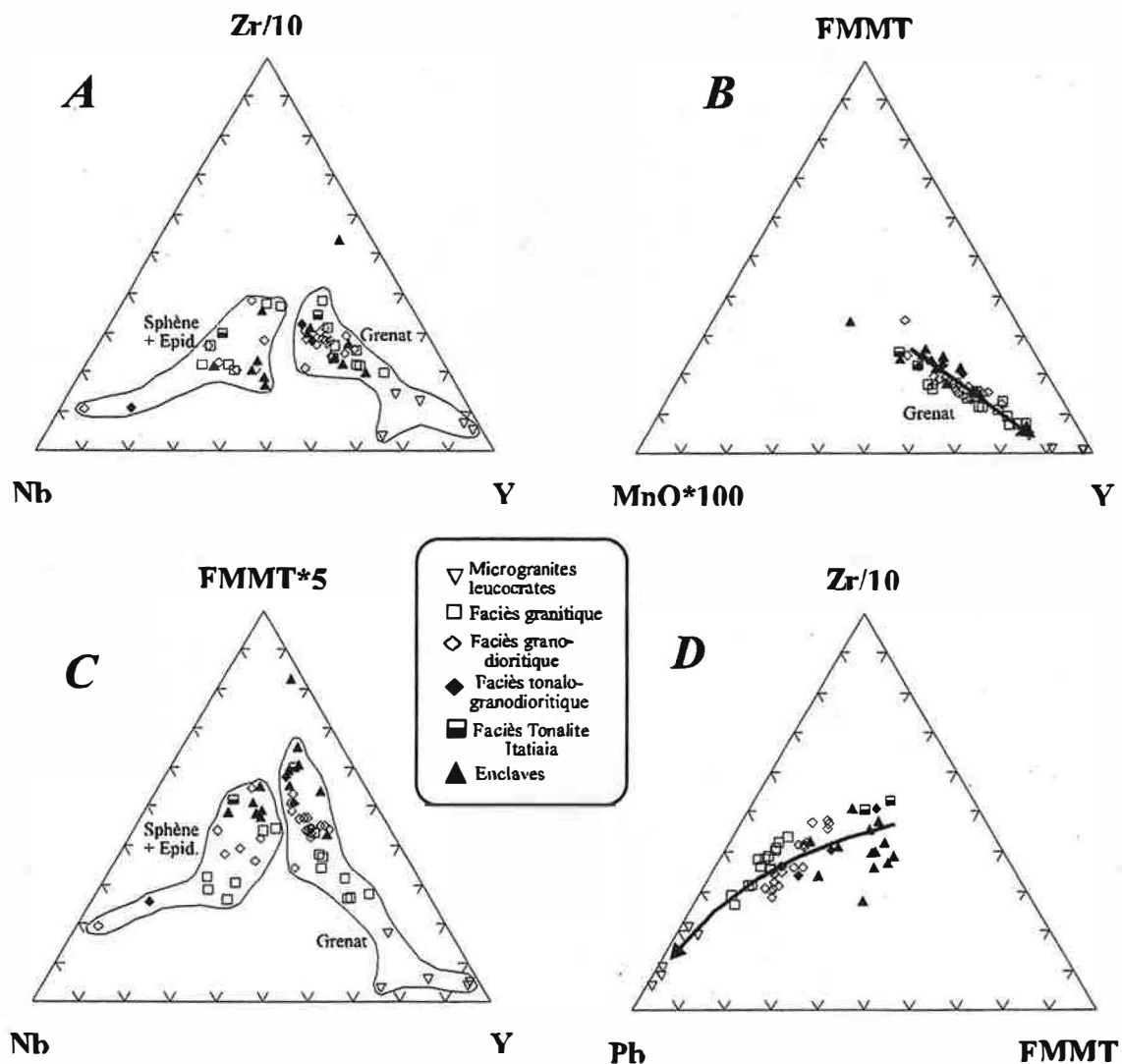


Figure III-2-8: Position des granitoïdes de la suite Galilée dans les diagrammes $Zr/10$ -Nb-Y (diagramme A), $FMMT$ - $MnO*100$ -Y (B), $FMMT*5$ -Nb-Y (C) et $Zr/10$ -Pb- $FMMT$ (D).

III-2-8B). Cette dualité entre le Nb et Y est particulièrement représentée par les relations $Y/(FMMT)$ et Y/Nb dans la figure III-2-8C où le sphène et l'épidote d'une part et le grenat d'autre part influencent l'évolution de ces granitoïdes qui tend vers un enrichissement en Y et une baisse du Nb et $FMMT$.

Les teneurs en Zr sont corrélées aux $FMMT$ (figure III-2-8D) car la plupart des zircons sont souvent englobés dans les minéraux ferromagnésiens. Les enclaves montrent des teneurs en Zr comparables à celles des granodiorites hôtes. L'étude pétrographique a montré que les zircons des enclaves et des granodiorites sont chimiquement semblables et qu'il y a eu un phénomène de mélange enclave-roche hôte avec la présence dans les granodiorites de xénocristaux de zircon provenant des enclaves. Il faut noter que le rapport Zr/Pb dans les enclaves et les granodiorites hôtes est le même.

On peut observer dans ce même diagramme (figure III-2-8D) que le Pb est incompatible au cours de l'évolution de la suite de Galilée et le rapport Pb/FMMT de certains enclaves est identique à celui des tonalites. Il est possible que ce rapport Pb/FMMT ait gardé la signature d'origine et qu'il ne soit pas été affecté par les phénomènes de rééquilibrage.

Le Th se comporte de la même façon que Pb et Y (figure III-2-9A); l'allanite concentre peu le Th (au maximum 1% de Th) et la monazite ne cristallise pas dans les granitoïdes riches en CaO ($\text{CaO} > 1.3\%$) comme dans notre cas. Le Th est donc incompatible au cours de l'évolution de ces granitoïdes; en revanche, les éléments terres rares (ETR) sont incompatibles (figure III-2-9B) au début de l'évolution entre les tonalites et les granodiorites et deviennent compatibles jusqu'aux microgranites après la cristallisation de l'allanite. Le début de l'évolution est conditionné par le

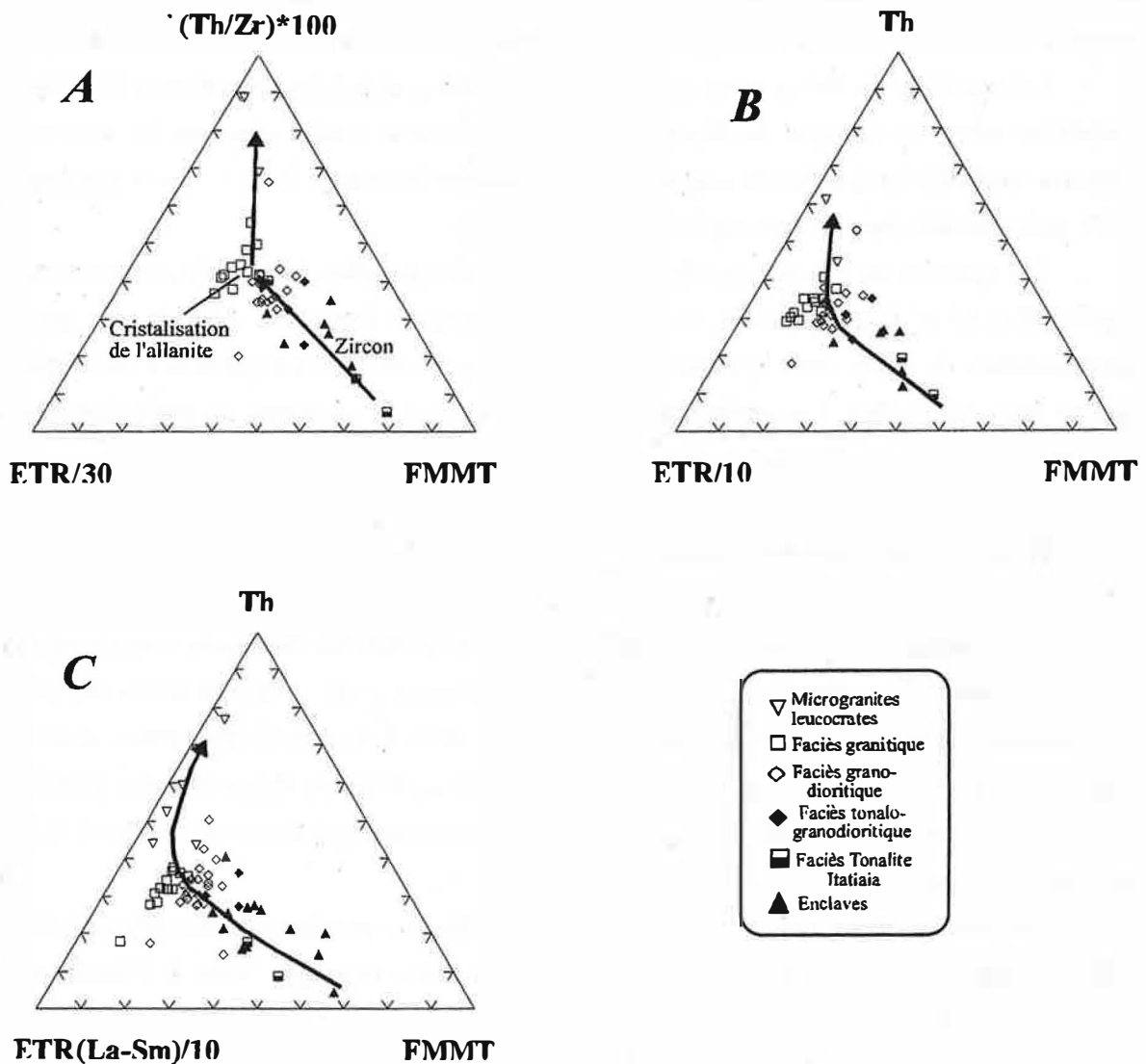


Figure III-2-9: Position des granitoïdes de la suite Galilée dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Zr}) \cdot 100$ -ETR/30-FMMT (A), Th-ETR/10-FMMT (B) et Th-ETR légères-FMMT (C). Ces diagrammes traduisent l'importance de l'allanite et du zircon dans le fractionnement des éléments terres rares dans les granitoïdes de la suite Galilée.

fractionnement du zircon. L'allanite concentre essentiellement les terres rares légères (figure III-2-9C). Par contre, le grenat et le zircon participent aux fractionnements des terres rares lourdes.

III-2.5 / Spectres d'éléments terres rares

Les comportements de l'allanite, du zircon et du grenat sont confirmés par les spectres de terres rares des granitoïdes évolués normalisés à la tonalite MD14A (figure III-2-10), la roche la moins évoluée de la suite que nous avons pris comme référence. Les spectres des tonalo-granodiorites montrent le fractionnement des terres rares lourdes par le zircon et un enrichissement des liquides en terres rares légères et intermédiaires (figure III-2-10) souligné par la cristallisation importante dans les granodiorites et les granites de l'allanite, de l'apatite et du sphène. Le liquide magmatique restant est appauvri en terres rares légères mais il s'enrichit en terres rares lourdes comme le montrent les spectres des terres rares des microgranites (le terme le plus évolué dans la suite de Galiléia).

Les spectres de terres rares (figure III-2-11) des granitoïdes normalisées par rapport aux chondrites selon les données de Boynton (1984) confirment le rôle joué par les accessoires, les rapports (Gd/Yb)_N et (La/Sm)_N augmentent de la tonalite Itatiaia (1.20 et 2.3) aux granites (2.50 et 3.37) mais chutent dans les microgranites (0.50 et 0.50).

Les spectres de terres rares des enclaves sont comparables à ceux des granodiorites hôtes (figure III-2-10 et 11); cependant, les spectres des enclaves les moins rééquilibrées montrent un enrichissement en terres rares intermédiaires dû à la cristallisation des amphiboles, de l'apatite et du sphène dans ces roches. Les roches les plus riches en grenat montrent un enrichissement en Yb (enclave, tonalite Itatiaia et microgranite).

III-2-6 / Cadre géodynamique

Les granitoïdes de la suite de Galiléia ont des compositions chimiques comparables à celles des granitoïdes d'arc volcaniques (figure III-2-12A) (Pearce *et al.*, 1984) et celles des granitoïdes pré-collisions (figure III-2-12B) (Batchelor & Bowden, 1985). L'analyse du diagramme multi-éléments (figure III-2-13A) des granitoïdes normalisés par rapport au Orogenic Ridge Granites (ORG) (Pearce *et al.*, 1984) montre un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) et une anomalie négative en Nb.

Les spectres des granitoïdes de la suite de Galiléia sont proches de ceux des granitoïdes pré-collisions des états du Rio de Janeiro et de l'Espírito Santo (Campos Neto & Figueiredo, 1995) situés au sud-est de la région étudiée.

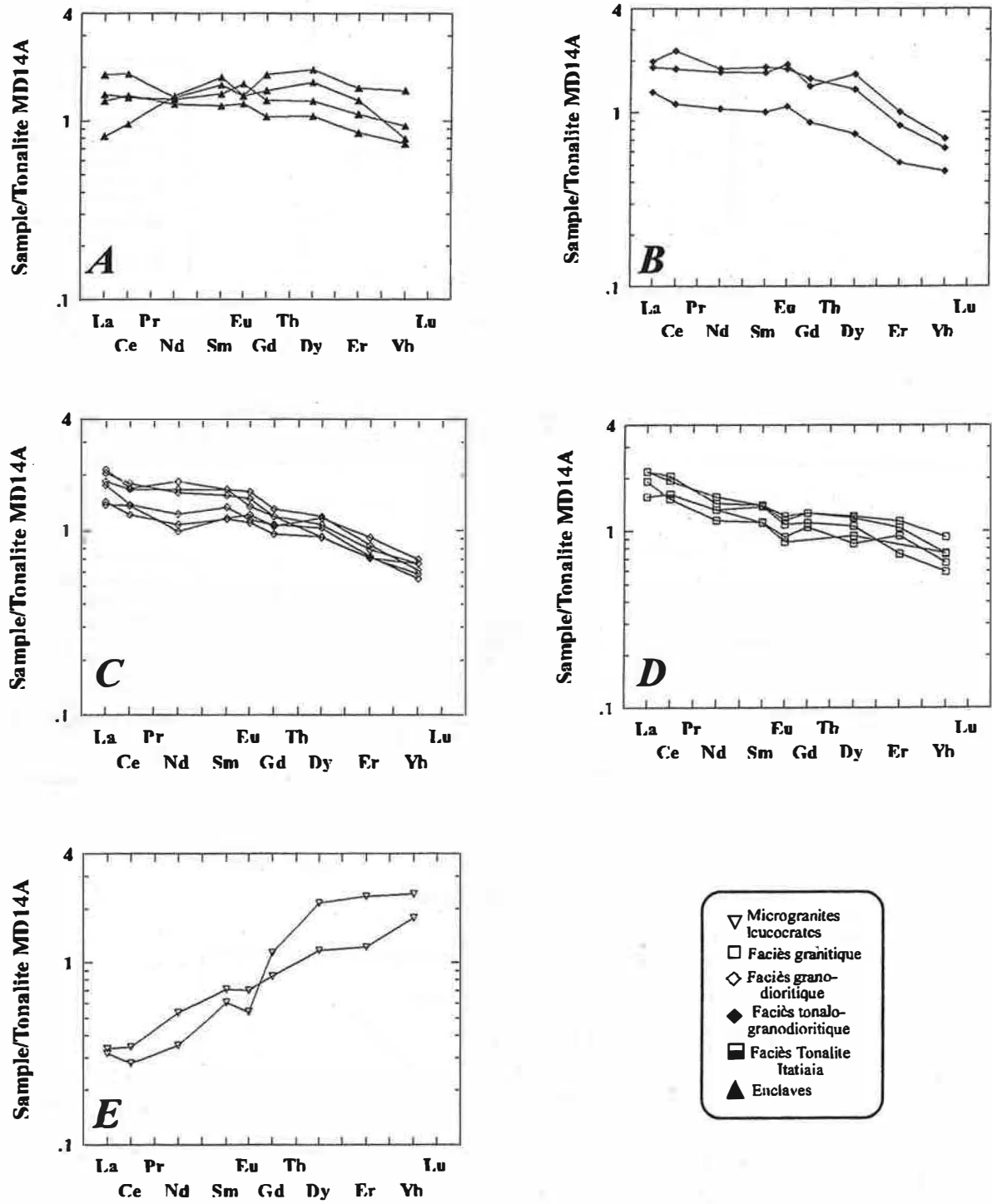


Figure III-2-10: Spectres d'éléments terres rares normalisé par rapport à la tonalite MD14A, la roche la moins évoluée de la suite.

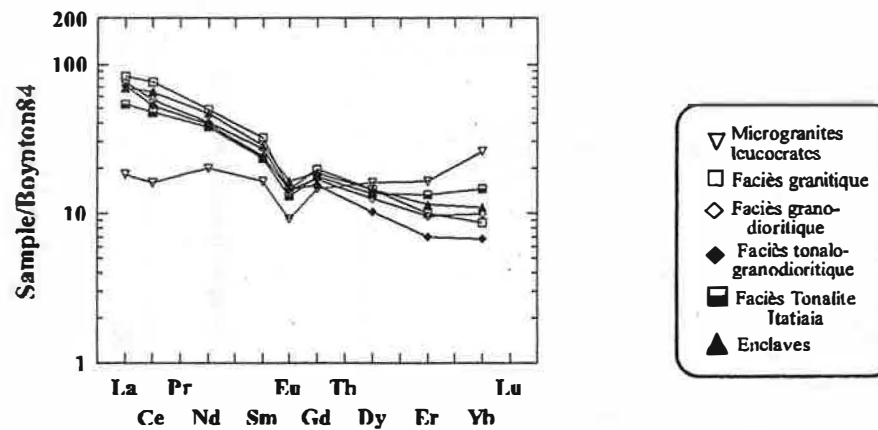


Figure III-2-11: Spectres d'éléments terres rares des certains échantillons représentatifs de la suite Galiléia. Normalisés par rapport aux valeurs des chondrites de Boynton (1984).

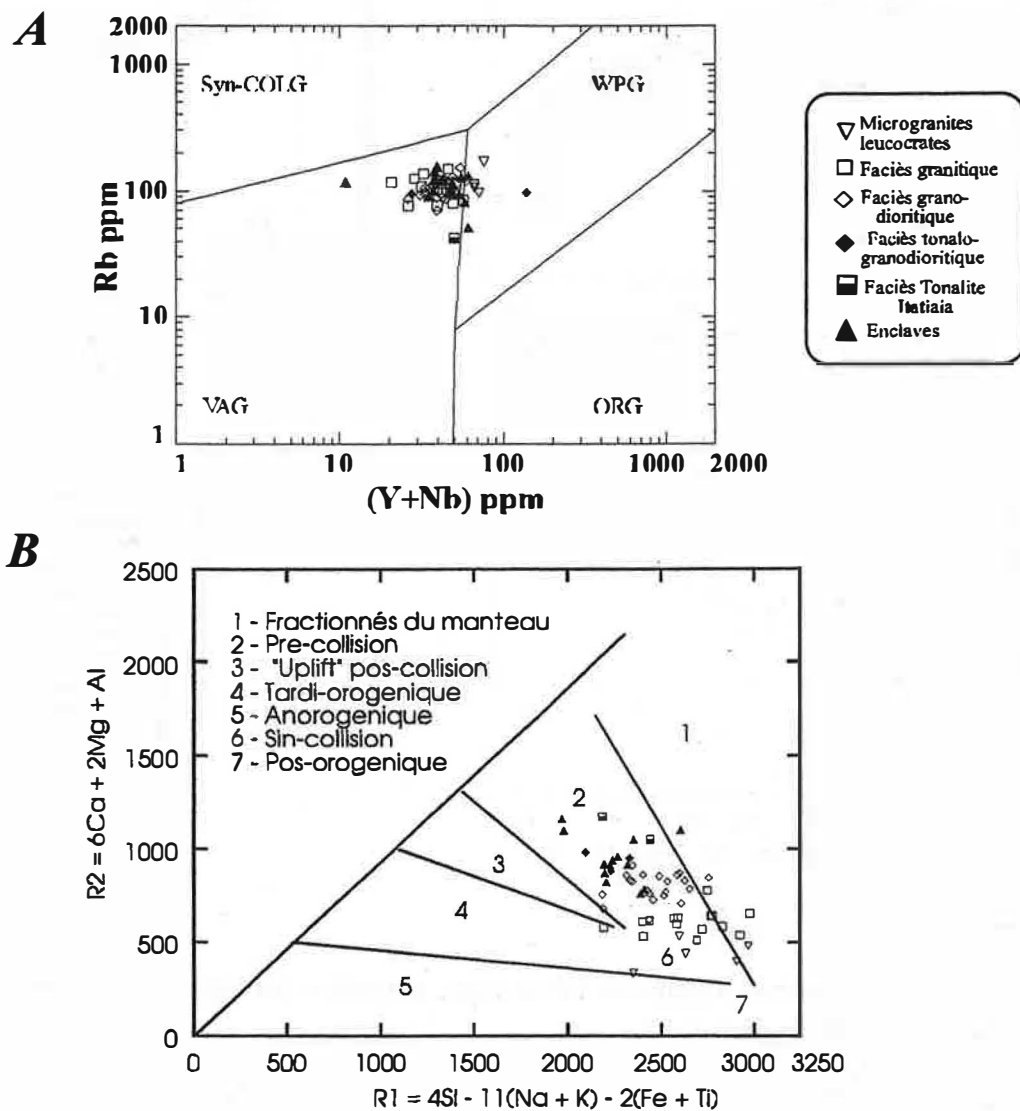


Figure III-2-12: Position des granitoïdes Galiléia dans les diagrammes tectoniques Rb en fonction de (Y+Nb) (diagramme A) (Pearce et al., 1984) et dans le diagramme R1 *versus* R2 de Batchelor & Bowden (1985) (B). ORG- granites associés à "oceanic ridge" ; WPG- granites intra plaque; VAG- granites des arcs volcaniques; Syn-COLG- granites de syn-collision.

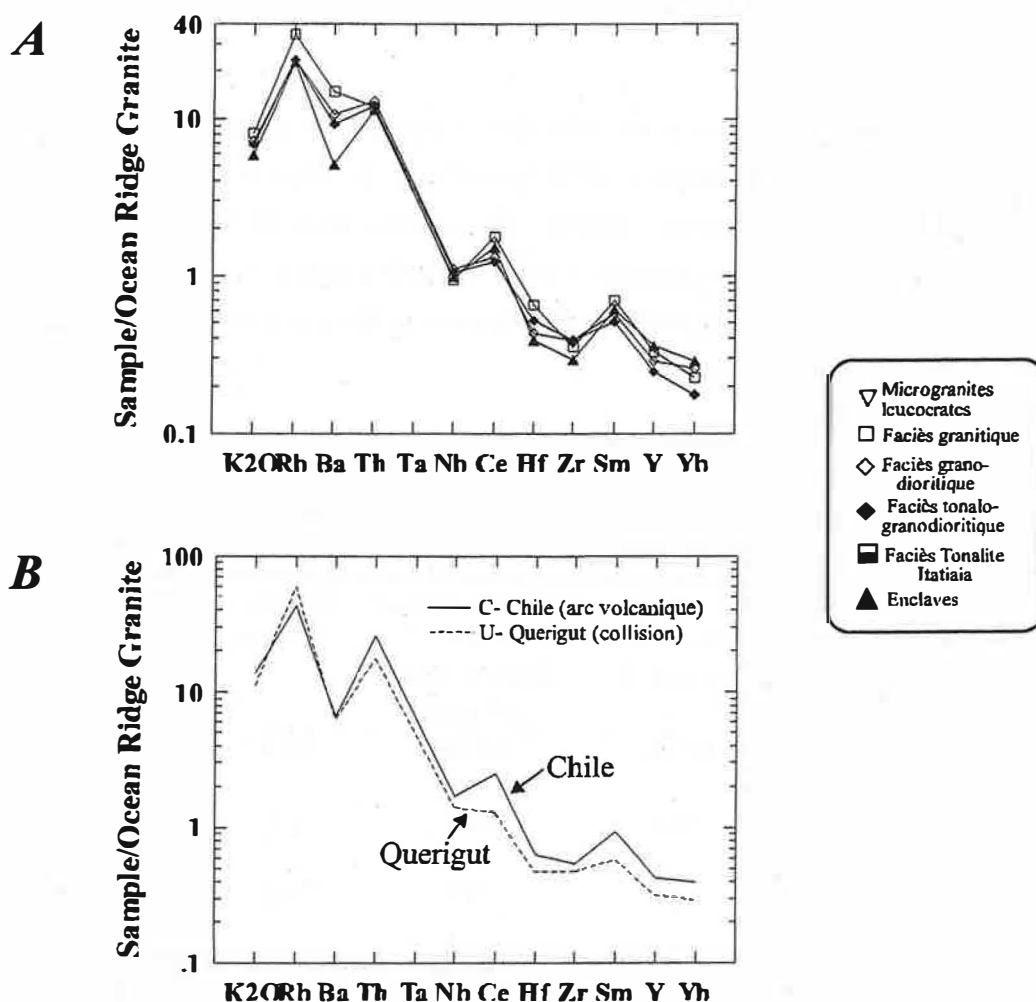


Figure III-2-13: A- Arachnogramme de certains échantillons représentatifs de la suite Galiléia. Normalisation par rapport au ORG (Pearce *et al.*, 1984); B- Arachnogramme des granitoïdes d'arc volcanique (Pearce *et al.*, 1984) et de collision (Querigut, Pyrennées, Fourcade & Allègre, 1981).

III-2.7 / Conclusion de l'étude géochimique

Les granitoïdes de la suite de Galiléia sont métalumineux à légèrement péralumineux, calciques et peu potassiques. Les éléments de transition, certains éléments traces et les terres rares permettent de définir une seule suite allant des tonalites aux microgranites confirmant le rôle des ferromagnésiens, des feldspaths et des accessoires dans l'évolution de ces granitoïdes.

La composition chimique de ces granitoïdes est similaire à celle des granitoïdes pré-collision. Les enclaves ont subi un important rééquilibrage pour certains éléments. Les phénomènes (locaux) de mélange observés au cours de l'étude pétrographique, ne semblent pas affecter les compositions chimiques des granitoïdes d'une manière significative. L'utilisation des diagrammes triangulaires associant les éléments peu mobiles, nous a permis de reconnaître les artefacts de ces phénomènes.

III-3 / Conditions de cristallisation

Température

Les teneurs en Zr des granitoïdes de Galiléia ont été utilisées pour estimer les températures de formation de ces granitoïdes d'après la méthode de Watson & Harrison (1983 et 1984). Les températures obtenues par cette méthode sont comprises entre 813°C et 700°C (figure III-3-1); elles sont relativement faibles par rapport à celles (850°C à 800°C) obtenues par les teneurs en P₂O₅ (figure III-3-2) en utilisant la méthode de Harrison & Watson (1984) mais elles restent raisonnables pour ce type de granitoïdes.

Tableau III-3-1: Estimation des températures de cristallisation basée sur la teneur en Zr des granitoïdes de la suite Galiléia.

	Tonalite Itatiaia (4 anal.)	Granodiorites et tonalo- granodiorites (24 anal.)	Granites (18 anal.)	Microgranites (5 anal.)	Enclaves (13 anal.)
SiO ₂ (%)	60.20	66.04	70.83	74.79	61.88
(teneurs moyennes)					
Zr (ppm)	204	144	155	56	144
(teneurs moyennes)					
T°C (d'après Watson et Harrison, 1984)	813	783	788	700	782

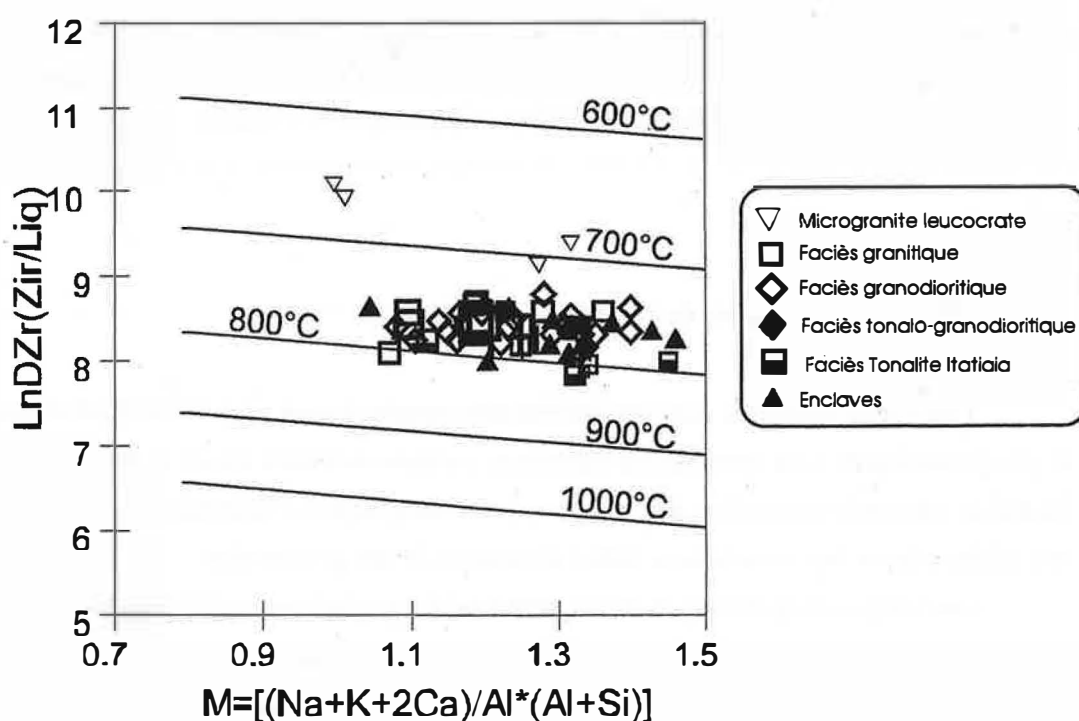


Figure III-3-1: Températures de cristallisation pour les granitoïdes de la suite Galiléia basées sur les teneurs en Zr de la roche (Watson & Harrison, 1983).

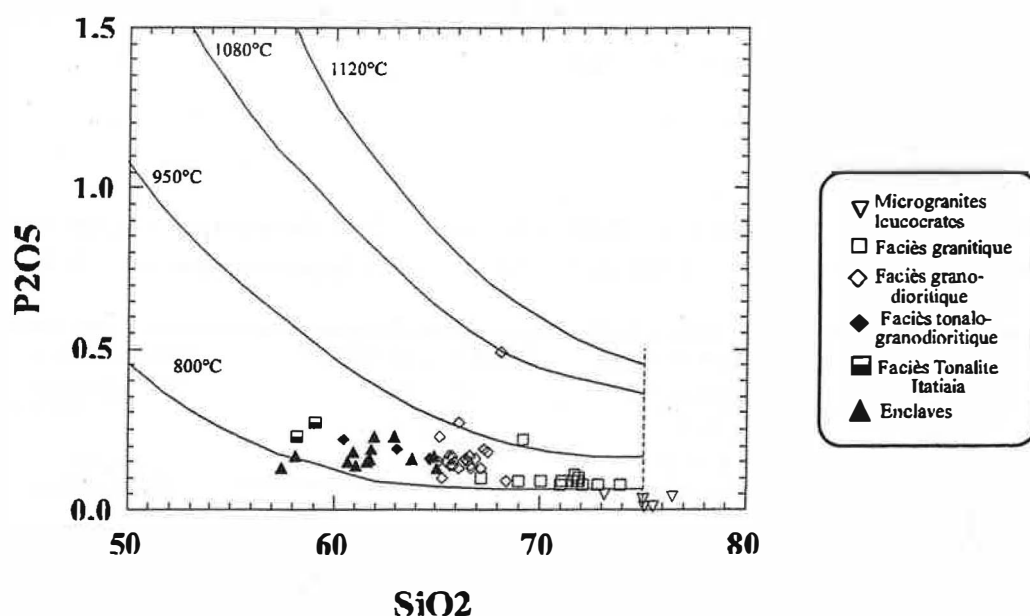


Figure III-3-2: Utilisation du géothermomètre basé sur la solubilité de l'apatite (Harrison & Watson, 1984) pour les granitoïdes de la suite Galiléia.

Le géothermomètre de Otten (1984), basé sur les teneurs en Ti des amphiboles, donne des températures très faibles entre 699°C et 576°C. Ce géothermomètre dépend de la présence de l'ilménite associée à l'amphibole. Dans notre cas, le sphène est une phase titanifère précoce et ce géothermomètre ne peut être appliqué. En revanche, les compositions chimiques des grenats des granitoïdes de Galiléia sont compatibles avec les températures obtenues par les teneurs en Zr et P. En effet, d'après les travaux expérimentaux de Green (1992) la cristallisation de grenats riches en grossulaire nécessite des température de l'ordre de 850°C.

Pression

L'incorporation de l'aluminium (Al_{total}) dans les amphiboles est facilitée par la pression (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). Ces auteurs ont précisé l'assemblage minéralogique (biotite - quartz - plagioclase - orthose - sphène - oxyde de FeTi) pour utiliser l'alumine de l'amphibole comme géobaromètre. Schmidt (1992) a fait une revue critique des équations des auteurs cités plus haut et il a proposé une nouvelle équation qui dépend de la saturation d'eau du magma (2.5 à 13 kbar). Comme les granitoïdes de la suite Galiléia présentent la paragenèse adéquate, donc nous pouvons donc appliquer ce géobaromètre. Les valeurs moyennes obtenues pour les amphiboles des différents faciès (tableau III-3) sont comprises entre 7.44 et 10.5 kbar.

Les valeurs de pression obtenues par l'étude des amphiboles sont conformes à celles (10 kbar) obtenues expérimentalement par Green & Ringwood (1968) et Green (1977) pour des grenats à fortes teneurs en grossulaire comme dans notre cas (21 à 44% de grossulaire). La présence de

grenats de telle composition dans les granitoïdes de la suite de Galiléia suggère une ascension relativement rapide des magmas après une cristallisation partielle dans une chambre magmatique située à environ 35 km de profondeur.

Tableau III-3-2: Moyennes des pressions de cristallisation obtenues pour les hornblendes des différents faciès de la suite Galiléia. La pression a été calculée d'après les travaux de Schmidt (1992).

Faciès:	Tonalite Itatiaia (9 valeurs)	Tonalo-granodiorites (5 valeurs)	Granodiorite (23 valeurs)	Enclave (30 valeurs)
Pression (kbars)	10.50 (1.56)*	8.90 (1.63)*	7.6 (1.35)*	7.44 (1.59)*

*Ecartype

III-4 / Conclusion de l'étude des granitoïdes de la suite Galiléia

La suite de Galiléia est constituée par cinq faciès: la tonalite Itatiaia, la tonalo-granodiorite, la granodiorite, les granites et les microgranites. Ces faciès renferment des enclaves microgrenues. Les compositions chimiques des minéraux montrent qu'il existe une évolution allant des tonalites aux microgranites. La présence de certains minéraux (plagioclase, grenat et zircon) de même composition dans les enclaves et dans les granitoïdes indique qu'il y a eu un mélange mécanique entre l'enclave et la roche hôte.

La présence de plagioclase très calcique (An_{88}) et de grenat calcique (21 à 44% de grossulaire) témoignent d'une cristallisation en profondeur (10 kbar) et d'une remontée rapide du magma empêchant ainsi le rééquilibrage de ces minéraux. La température de cristallisation des minéraux de ces granitoïdes est comprise entre 850°C et 700°C et la pression était de l'ordre de 7 à 10.5 kbar.

Deux populations de zircons ont été observées: la première, dont le rapport Hf/Th est inférieur à 30, a cristallisé à haute température à partir d'un magma sec probablement d'origine mantéllique et la deuxième, dont le rapport Hf/Th est supérieur à 30, a cristallisé à plus basse température sous des conditions crustales et humides. Une contribution crustale est donc fortement envisagée dans la genèse de ces granitoïdes. La typologie de ces zircons est proche de celle des zircons des granitoïdes calco-alcalins proposée par Pupin (1976).

La composition chimique des granitoïdes de la suite de Galiléia confirme les observations pétrographiques. Elle définit une seule suite allant des tonalites aux microgranites confirmant ainsi le rôle des ferromagnésiens, des feldspaths et des accessoires dans l'évolution de ces granitoïdes. Cette composition est similaire à celle des granitoïdes calco-alcalins de pré-collision. Les enclaves de ces granitoïdes ont subi un important rééquilibrage pour certains éléments. Les phénomènes (locaux) de mélanges observés au cours de l'étude pétrographique, ne semblent pas affecter les compositions chimiques des granitoïdes d'une manière significative.

Chapitre IV

Granitoïdes de la Suite Urucum

IV-1 / Pétrographie et minéralogie

IV-1.1 / Introduction

Les granitoïdes de la suite Urucum forment soit des plutons allongés avec un axe majeur orienté NW-SE (figure II-5 et Annexe 08), soit des plutons sous forme annulaire (pluton Palmerim). Ils sont intrusifs dans les schistes São Tomé et dans les granitoïdes de la suite Galiléia. La foliation de ces granitoïdes est concordante avec la schistosité du micaschiste de la formation São Tomé. Les contacts avec les schistes sont souvent marqués par l'intrusion de filons (décimétriques à métriques) microgrenus de composition granitique. Localement, on remarque une feldspathisation des schistes au contact des granitoïdes.

Des xénolithes (schiste São Tomé) sont fréquemment observées dans ces granitoïdes (photo F de la planche 3) surtout au niveau du contact schiste-granitoïde. Elles sont allongées ou bréchoïdes et de tailles variables (décimétriques à métriques). Localement, elles sont orientées parallèlement à la foliation des granitoïdes et elles sont formées essentiellement de biotite ("schlierens").

IV-1.2 / Description des différents faciès

Les granitoïdes de la suite Urucum sont caractérisés par leur aspect leucocrate à mésocrate avec la prédominance de la couleur blanche-grisâtre, parfois rosâtre, par leur grande variation texturale et par des compositions essentiellement granitiques. Nous avons identifié quatre différents faciès pétrographiques dans la suite Urucum (tableau IV-1-1). Par rapport aux granitoïdes de la suite

Tableau IV-1-1: Compositions modales de certains échantillons représentatifs des différents faciès de la suite Urucum.

Faciès:	Granite Urucum	Filon granitique	Granite Palmital	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique
Echantillon:	MD41A	MD41B	MD07	CP05	MD05
Quartz	26	35	32	31	24
Plagioclase	21	24	27	30	27
Microcline	40	26	23	28	33
Biotite	7	8	6	3.5	2
Muscovite	5	6	10	5	10
Grenat	-	-	1	1	1.5
Tourmaline	-	-	-	0.5	1.5
Apatite	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5
Zirc./Monz.	0.6	0.4	0.4	0.2	-
Autres/opac	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3

Galiléia, les granitoïdes de la suite Urucum se caractérisent par la présence systématique de la muscovite et de la monazite, par l'absence de l'amphibole et par des proportions modales plus importantes de feldspath potassique.

IV-1.2.1/ Les granites à mégafeldspath potassique ou faciès Urucum

Ces granites sont représentés par le pluton Palmerim et le pluton de la Serra do Urucum (figure II-5 du chapitre II). Ils ont une texture porphyroïde caractérisée par la présence de grands feldspaths potassiques (8 cm) orientés suivant la foliation du granite (photo A de la planche 3). Ces mégacrists occupent 30 à 50% du volume de la roche, mais localement cette proportion peut atteindre 70-80%. Ils sont enveloppés par une matrice microgrenue constituée par du plagioclase, du microcline interstitiel, de la muscovite, de la biotite et du quartz souvent recristallisé. Les biotites et les muscovites de la matrice s'orientent parallèlement aux mégacrists de feldspath potassique et marquent la foliation de la roche. Parfois, dans ce faciès, on observe des niveaux de microgranite à grain fin qui renferment des enclaves du granite hôte (photo E de la planche 3).

IV-1.2.2 / Les granites à grain moyen à grossier ou granites Palmital

Ces granites à granulométrie moyenne à grossière forment des plutons allongés NW-SE (figure II-5 du chapitre II) et affleurent particulièrement bien dans la rivière Palmital. Localement, ils peuvent être porphyroïdes mais avec des cristaux de feldspath potassique de taille relativement plus petite (< 2cm) que ceux du faciès Urucum. Ce faciès présente une foliation à l'état solide et les cristaux de feldspaths potassiques sont généralement ovales et montrent des ombres de pression (photo B de la planche 3). Cette déformation se traduit par une augmentation de la proportion de la matrice avec une forte recristallisation du quartz (photo E de la planche 9) et parfois des feldspaths, par une microclinisation des plagioclases (photo F de la planche 9) et par la présence significative de myrmékites (photo A de la planche 10).

Le contact avec le faciès Urucum est caractérisé par un passage graduel avec une augmentation de la proportion des mégafeldspaths vers le faciès porphyritique.

IV-1.2.3 / Les granites à tourmaline

Les granites à tourmaline sont localisés sur la rive droite du Rio Doce au sud-est de Conselheiro Pena (figure II-5 du chapitre II). Ces granites grenus forment un corps (environ 15 km²) allongé NW-SE. Ils sont moins déformés que les granites du faciès Palmital et ils sont intrusifs dans les quartzites du groupe Crenaque, dans le schiste de la formation São Tomé et dans les tonalogramodiorites de la suite Galiléia.

Ils se distinguent des autres faciès par leur texture grenue sans phénocrists et par la présence de la tourmaline. Ils présentent une minéralogie simple représentée par la biotite, la muscovite, le

microcline, l'orthose et par le plagioclase. Les minéraux accessoires sont le grenat, l'apatite, le zircon, la monazite et la tourmaline.

IV-1.2.4 / Les granites pegmatitiques

Ce faciès très leucocrate à texture grossière représente une coupole granitique et assure progressivement la continuité avec les pegmatites. Il est intrusif dans les schistes São Tomé et il montre des contacts diffus avec les pegmatites. La biotite est rare et la muscovite (10-15% du volume de la roche) est parfois le seul mica présent, cotoyant la tourmaline et le grenat. L'oligoclase est souvent prépondérant sur le microcline. Le plagioclase est observé très fréquemment. L'apatite est le minéral accessoire le plus commun. On n'a pas trouvé de zircon et de monazite dans ce faciès.

La structure interne et la minéralogie des pegmatites à éléments rares spatialement associées à ce faciès seront décrites dans le chapitre V (Pegmatites à éléments rares).

IV-1.3 / Minéralogie

IV-1.3.1 / La biotite

Habitus et caractéristiques générales

Les proportions de biotite diminuent du granite à mégacristaux au faciès pegmatitique où elles sont beaucoup plus rares. Les biotites (millimétriques) de couleur marron à rougeâtre se présentent sous forme de sections lamellaires ou sous forme d'amas associés à la muscovite. Parfois, on observe la déstabilisation de la biotite en muscovite. Dans ce cas, le biotite est en petits cristaux sub-automorphes à xénomorphes inclus dans les cristaux de muscovite. Les biotites renferment plusieurs inclusions minérales (quartz "en goutte", monazite, zircon, apatite et des opaques). Les clivages P(001) des biotites sont souvent déformés et indiquent des mouvements à l'état solide.

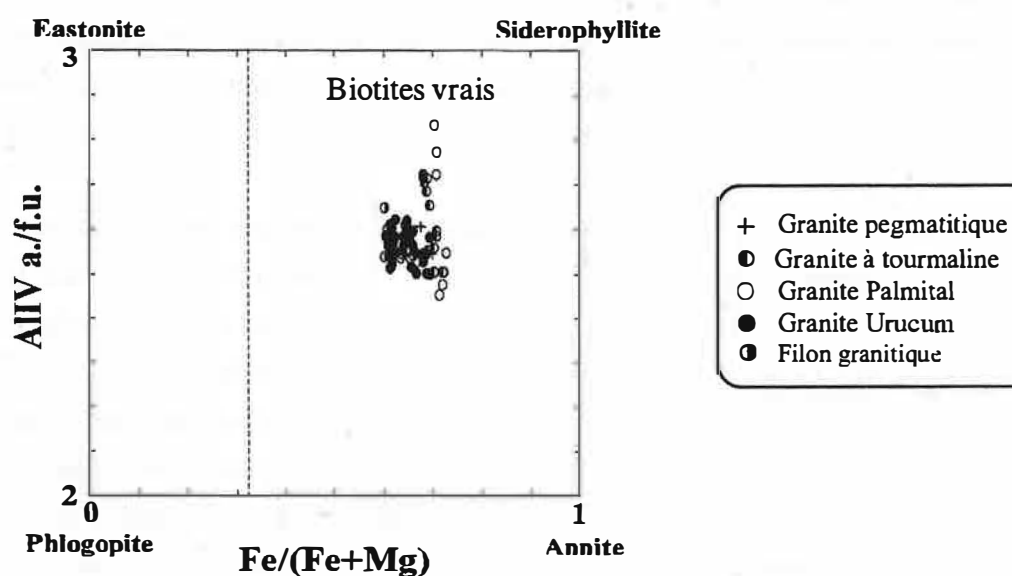
Composition chimique

Les biotites des différents faciès de la suite Urucum sont des biotites vrais ($X_{Fe} > 1/3$) en effet elles ont un rapport X_{Fe} compris entre 0.60 à 0.73 (tableau IV-1-2 et figure IV-1-1). Par rapport aux biotites des granitoïdes de la suite Galiléia, ces biotites sont plus riches en Al et Ti et plus pauvres en Mg. Le $mg (= 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+}))$ des biotites évolue parallèlement au MgO de la roche (figure IV-1-2) indiquant que le MgO de la roche est essentiellement contrôlé par la biotite et qu'une évolution d'ensemble allant du faciès Urucum au faciès pegmatitique est possible.

Le rapport mg ($26 < mg < 29$) faible de certaines biotites du granite de Palmital est lié à une possible contamination de ces granites (MD07 et MD19) par les granitoïdes plus riches en MgO de la suite Galiléia. En revanche, la différence entre le rapport mg du faciès à tourmaline ($27 < mg < 32$) et celui du faciès pegmatitique ($30 < mg < 34$) réside dans l'importance de la cristallisation de la

Tableau IV-1-2: Compositions représentatives de biotites des granites la suite Urucum.

Faciès:	Granite Urucum	Filon de microgranite	Granite Palmital	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique
Echant.:	MD41A	MD41B	MD33	CP05C	MD5B
N° Anal.:	93.4	51.10	102.7	26.1	43.10
Oxydes					
SiO ₂	35.92	35.03	35.15	33.20	35.39
TiO ₂	2.79	2.65	2.54	2.29	1.27
Al ₂ O ₃	19.53	19.05	18.91	18.78	19.60
FeO	20.85	21.39	21.04	23.41	23.28
MnO	0.27	0.34	0.37	0.45	0.58
MgO	7.66	7.96	6.72	6.14	6.32
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.04	0.04	0.05	0.00
K ₂ O	9.79	9.67	9.37	9.38	9.33
Total	96.85	96.13	94.14	93.7	95.77
Cations Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes					
Si	5.415	5.352	5.463	5.285	5.457
Al ^{IV}	2.585	2.648	2.537	2.715	2.543
Al ^{VI}	0.882	0.780	0.924	0.806	1.016
Ti	0.316	0.305	0.297	0.274	0.147
Fe ²⁺	2.629	2.733	2.735	3.117	3.002
Mn	0.034	0.044	0.049	0.061	0.076
Mg	1.721	1.813	1.564	1.457	1.453
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.012	0.012	0.012	0.015	0.000
K	1.883	1.885	1.858	1.905	1.835
Total	15.477	15.572	15.439	15.635	15.529
mg	49.6	39.9	36.4	31.8	32.6

Figure IV-1-1: Classification des biotites des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Al^{IV} en fonction du rapport X_{Fe} .

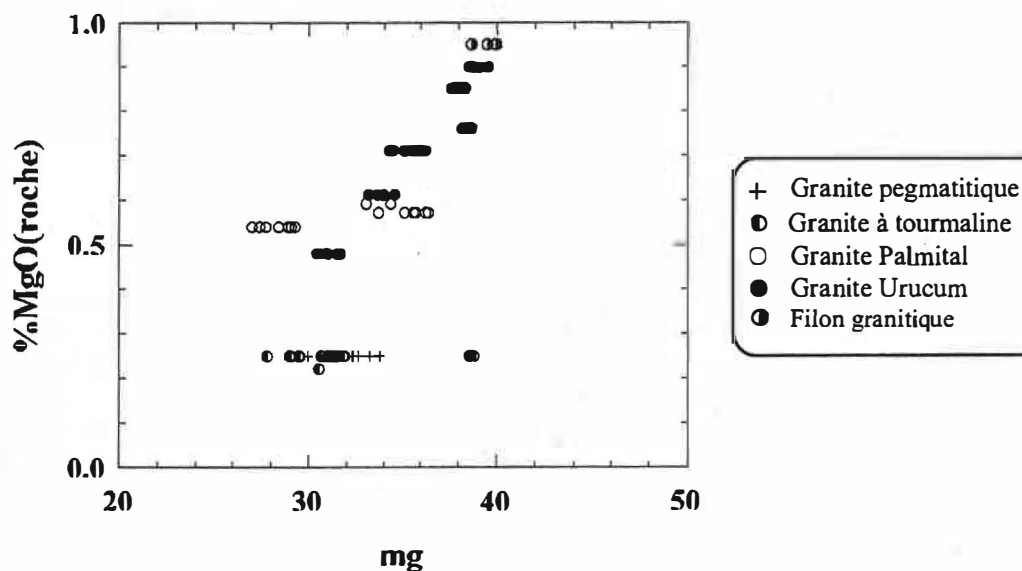


Figure IV-1-2: Evolution du rapport mg ($=100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$) par rapport aux teneurs en MgO de la roche.

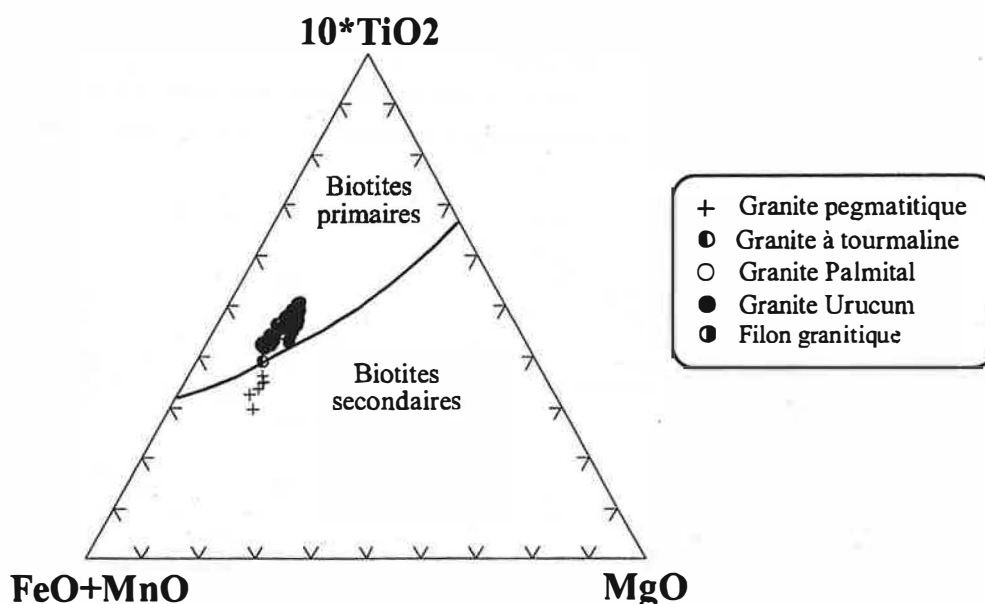
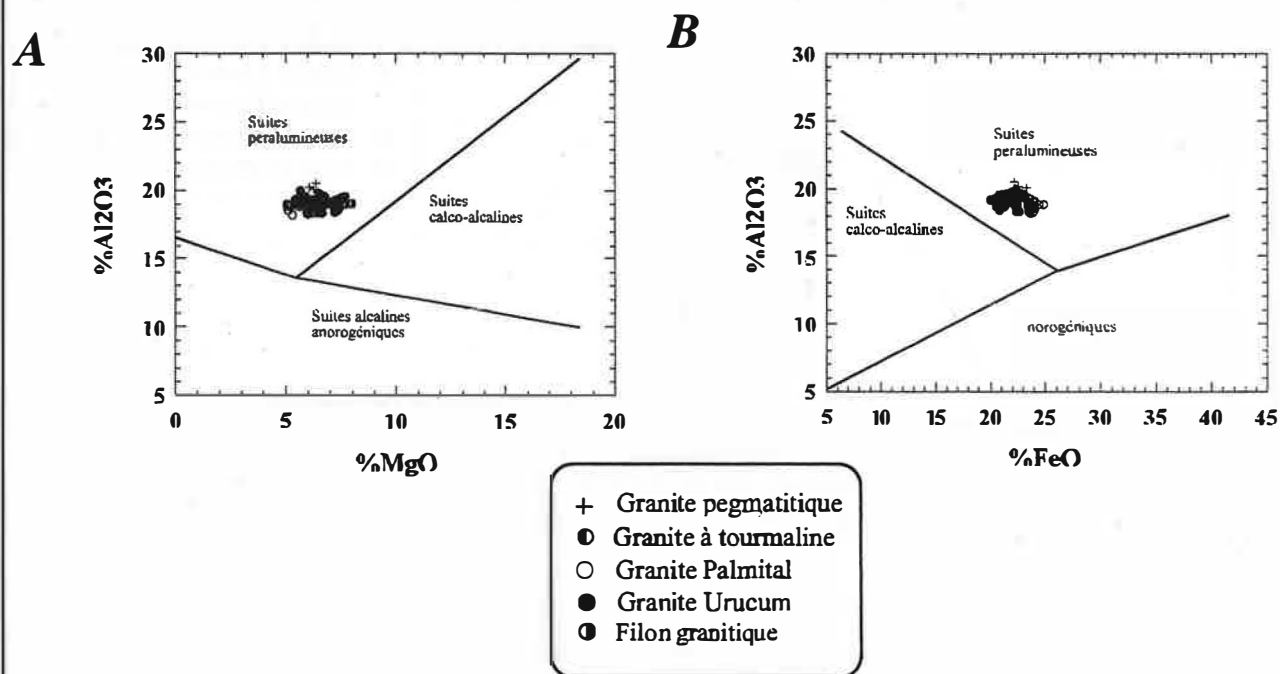
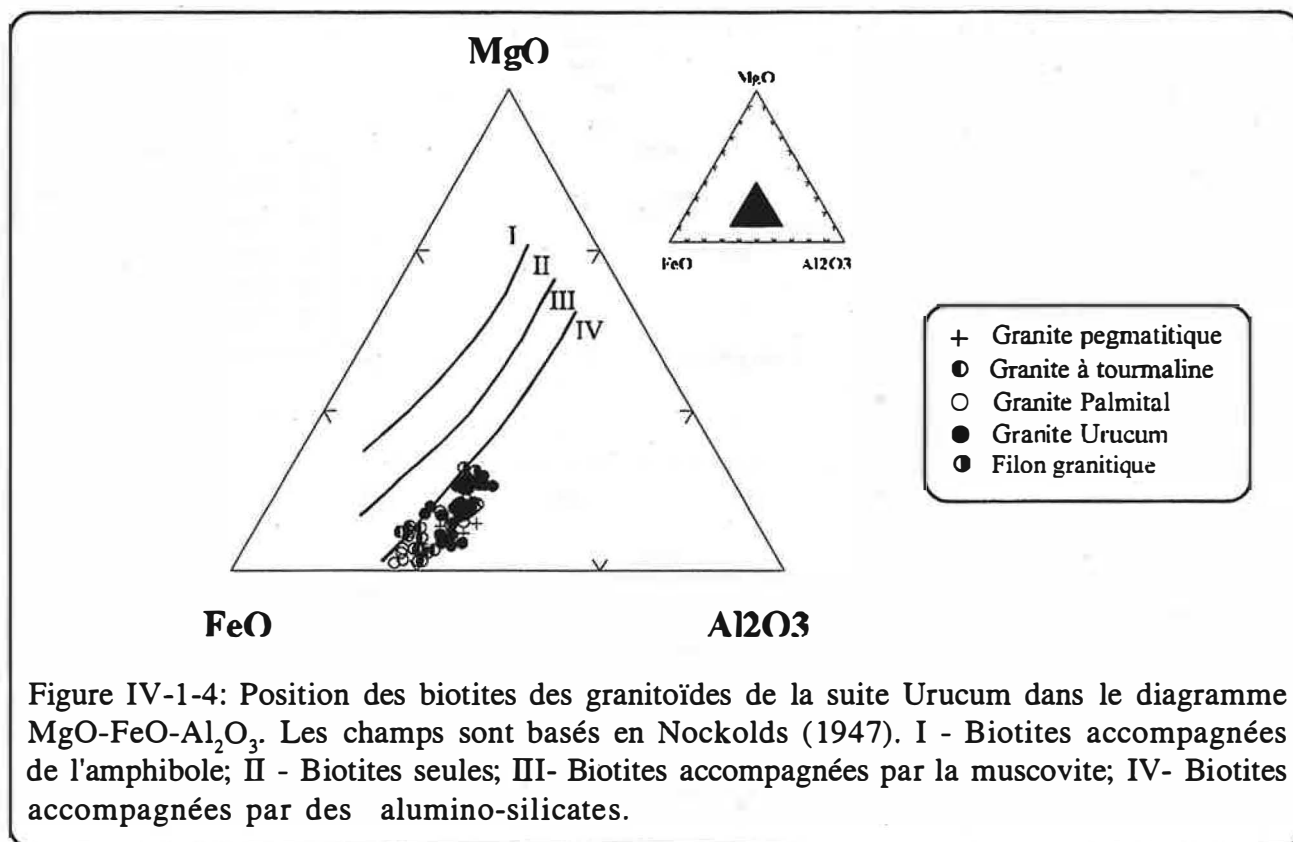


Figure IV-1-3: Position des biotites des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme $10 \cdot \text{TiO}_2$ -FeO+MnO-MgO (Nachit, 1986).

tourmaline dans ces faciès et dans le partage du fer entre la biotite et la tourmaline. Il faut noter que les biotites du faciès pegmatitique ont une composition (figure IV-1-3) proche de celle des biotites secondaires (Nachit, 1986) et le rapport mg de ces biotites peut être lié à ce caractère secondaire.

Dans l'ensemble, les biotites alumineuses (18 à 20% Al_2O_3) des granitoïdes de la suite Urucum ont une composition (figure IV-1-4) comparable à celle des biotites en équilibre avec des aluminosilicates (Nockolds, 1947). En effet, la présence de grenat et de tourmaline associés à la biotite dans ces leucogranites atteste du caractère peralumineux du milieu de cristallisation comme le confirment les diagrammes typologiques (figure IV-1-5A et B) de Abdel-Rahman (1994) et de



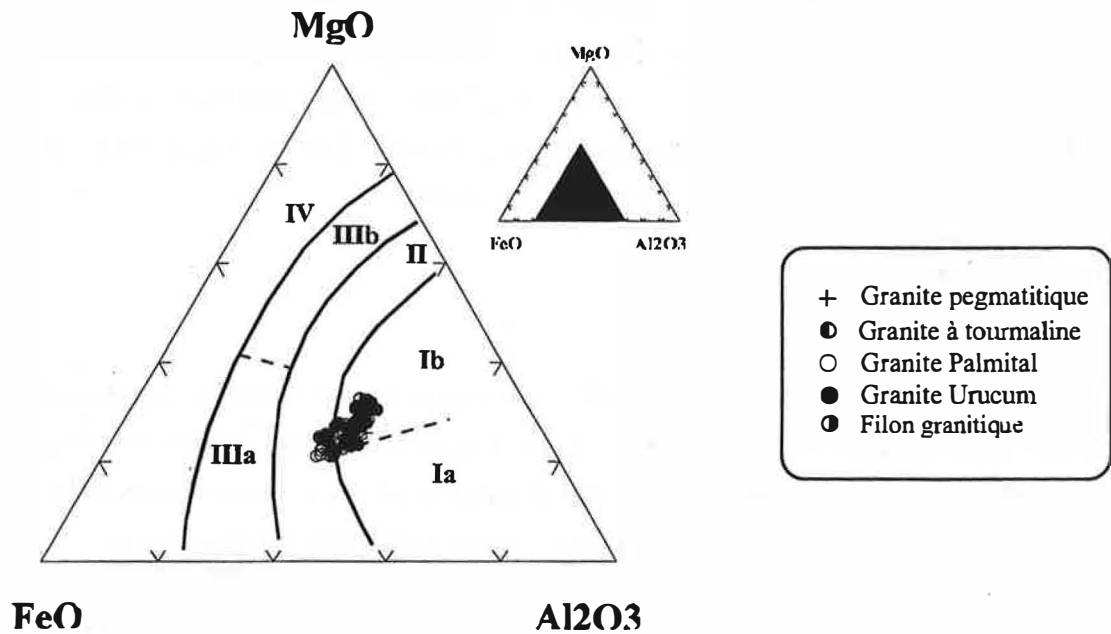


Figure IV-1-6: Position des biotites des granitoïdes Urucum dans le diagramme $\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{total}}-\text{Al}_2\text{O}_3$. Les champs représentent les biotites de divers massifs de granitoïdes français (Chevremont *et al.*, 1988). I- Association aluminopotassique: Ia, type Limousin, Ib, type Guéret; II- Association calco-alcaline; III- Association subalcaline: IIIa, ferro-potassique, IIIb, magnésio-potassique; IV- Association alcaline (Corse)

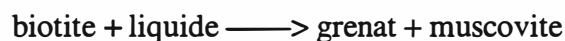
Chevremont *et al.* (1988) (figure IV-1-6) où les biotites des leucogranites de la suite Urucum se placent essentiellement dans le champ des biotites des granites alumino-potassiques avec une composition comparable à celle des biotites des granites du type Guéret du massif central français.

IV-1.3.2 / La muscovite

Habitus et caractéristiques générales

Les muscovites sont présentes dans tous les faciès de la suite Urucum. Nous avons pu distinguer trois habitus différents:

- Des muscovites sub-automorphes (millimétriques jusqu'à 5-6 mm) qui sont isolées ou associées aux biotites (photo C de la planche 9 et photo B de la planche 10). Ces muscovites ont une tendance à s'accoler parallèlement ou obliquement aux biotites. Elles montrent localement (CP05, faciès à tourmaline) des inclusions de biotite en concordance optique (photo D de la planche 9), ce qui suggère une cristallisation aux dépens de la biotite suivant la réaction établie par Miller & Stoddard (1980):



Ces muscovites renferment des inclusions de quartz en goutte, de zircon et de monazite;

- Des muscovites lamellaires (0.5-1 mm) se développent dans la matrice des leucogranites.

Leur proportion est fréquemment comparable à celle des biotites. Ces muscovites sont souvent orientées et matérialisent nettement la foliation à l'état solide;

- Des muscovites deutériques tardives se développent aux dépens des feldspaths au cours du stade tardi à post-magmatique. Ces muscovites ont la forme de petites baguettes allongées et parfois elles s'orientent parallèlement aux clivages des feldspaths.

Composition chimique

La proportion du pôle muscovite des minéraux analysés augmente des granites Urucum aux granites pegmatitiques (tableau IV-1-3). Cette augmentation des proportions du pôle muscovite vers les termes les plus différenciés semble bien caractériser l'évolution magmatique de ce minéral. Il faut noter que les muscovites des granites Palmital et celles des granites à tourmaline ont des proportions en pôle muscovite très proches (81 et 80%, respectivement).

Tableau IV-1-3: Compositions moyennes des pôles des muscovites dans les différents faciès des granites Urucum.

Faciès	Granite Urucum	Granite Palmital	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique
Muscovite (%)	78	81	80	88
Celadonite (%)	9	9	7	4
Paragonite (%)	6	6	5	5

Les muscovites des leucogranites de la suite Urucum sont légèrement ferrifères ($0.53 < \text{FeO} < 2.48\%$) et magnésiennes ($0.34 < \text{MgO} < 1.19\%$). Le rapport *mg* (de 71 à 34) ainsi que les teneurs en TiO_2 (de 1.89% à 0.09%) diminuent des granites Urucum aux granites pegmatitiques. Les teneurs en Ti de la muscovite sont liées à la température (Guidotti *et al.*, 1977); la température de cristallisation des muscovites diminue donc des granites de Urucum aux granites pegmatoïdes. Ces muscovites se caractérisent par une composition (figure IV-1-7A) proche de celles des muscovites primaires (Miller *et al.*, 1981) et celles des muscovites du leucogranite de St. Julien du massif de Millevaches en France (Monier *et al.*, 1984).

Ces muscovites montrent une évolution d'ensemble (figure IV-1-7B) caractérisée par une augmentation des teneurs en Fe^{2+} qui s'accorde avec les travaux expérimentaux de Velde (1965) et Monier (1985) sur les solutions solides de type trioctaédrique et phengitique qui montrent que les muscovites en équilibre avec la biotite doivent voir leur teneur en fer augmenter lorsque la température décroît. Elles présentent (figure IV-1-8) une substitution phengitique ($\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}} \Leftrightarrow (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})^{\text{VI}}, \text{Si}^{\text{IV}}$) assez marquée. Cette substitution est favorisée par l'introduction de Fe, Mn et Mg dans le site octaédrique liée à une diminution du rapport $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ des muscovites (Monier, 1985). Il faut noter que les muscovites des granites Palmital ont une distribution assez dispersée.

Tableau IV-1-4: Composition représentatives des muscovites des granites de la suite Urucum.

Faciès:	Granite Urucum	Filon de microgranite	Granite Palmital	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique
Echant.:	MD41A	MD41B	MD7.1	CP05C	MD05
N° Anal.:	98.4	54.10	86.4	46.2	95.5
<u>Oxydes</u>					
SiO ₂	47.23	46.80	46.33	46.27	45.36
TiO ₂	0.72	0.72	0.56	0.52	0.09
Al ₂ O ₃	33.71	35.49	33.34	36.21	36.22
FeO	1.16	1.41	2.09	1.74	1.19
MnO	0.06	0.00	0.13	0.11	0.00
MgO	0.94	0.87	0.89	0.72	0.34
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.51	0.54	0.37	0.40	0.42
K ₂ O	10.53	10.49	11.06	10.79	11.15
Total	94.86	96.35	94.77	96.76	94.77
<u>Cations</u> Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes					
Si	6.306	6.159	6.251	6.087	6.088
Al ^{IV}	1.694	1.841	1.749	1.913	1.912
Al ^{VI}	3.606	3.660	3.549	3.696	3.813
Ti	0.072	0.071	0.057	0.051	0.009
Fe ²⁺	0.130	0.155	0.236	0.191	0.134
Mn	0.007	0.000	0.015	0.012	0.000
Mg	0.187	0.171	0.179	0.141	0.068
Ca	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Na	0.132	0.138	0.097	0.102	0.109
K	1.793	1.761	1.904	1.811	1.909
Total	13.927	13.960	14.037	14.004	14.042
mg	59	52	43	42	34

Le partage du Fe, Mg et Ti dans les couples biotite - muscovite

Dans les roches où la biotite et la muscovite sont en équilibre, la valeur XFe des deux phases doit être voisine. Malgré les évidences locales (CP05, faciès à tourmaline) de la croissance des muscovites aux dépens de la biotite, les analyses des couples biotite-muscovite dans les granites Urucum et dans les granites Palmital ont une disposition groupée et proche de la droite $K_d = 1$ (figure IV-1-9). Cette disposition suggère que la distribution des ferromagnésiens a été faite dans des proportions proches de l'égalité. Cependant, on observe que les muscovites sont relativement magnésiennes. Selon Monier (1985) cet écart (figure IV-1-9) de la droite $K_d = 1$, commun dans les leucogranites, doit être attribué à des différences cristallographiques intrinsèques entre les deux phases minérales.

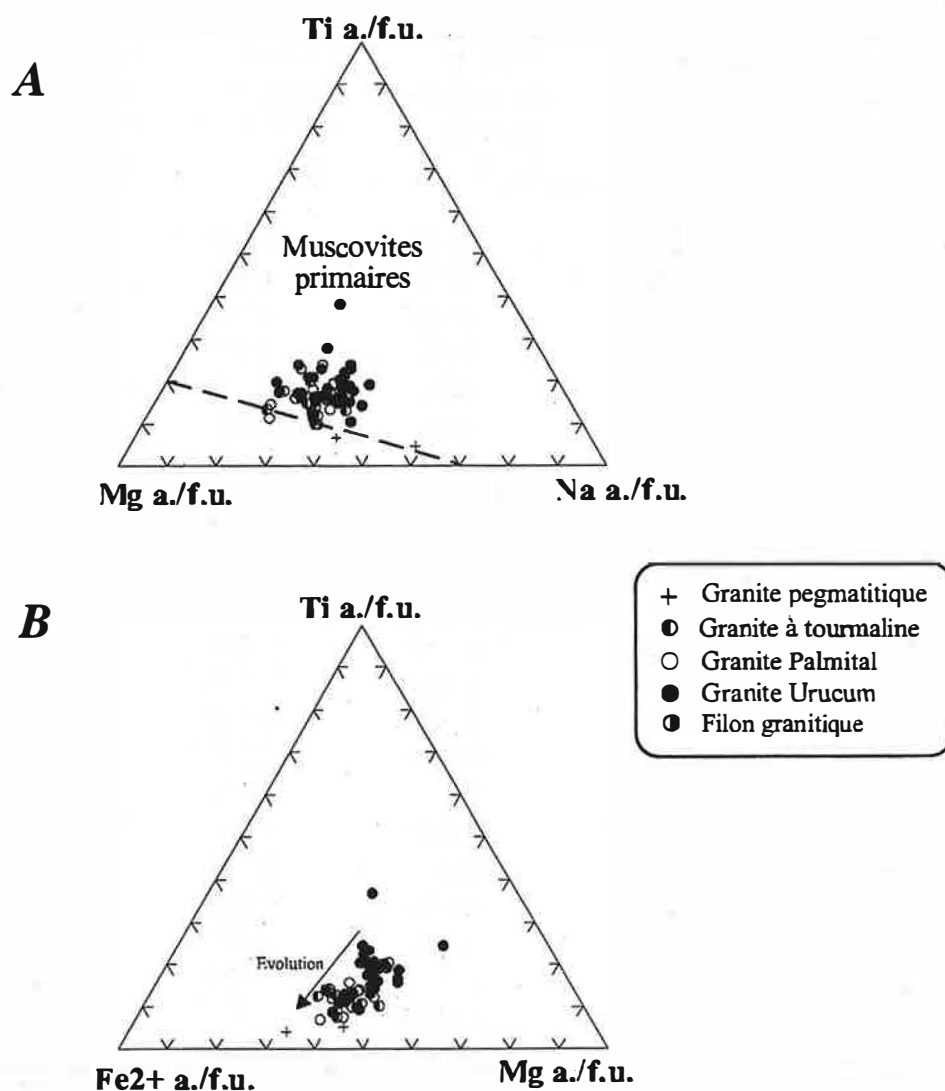
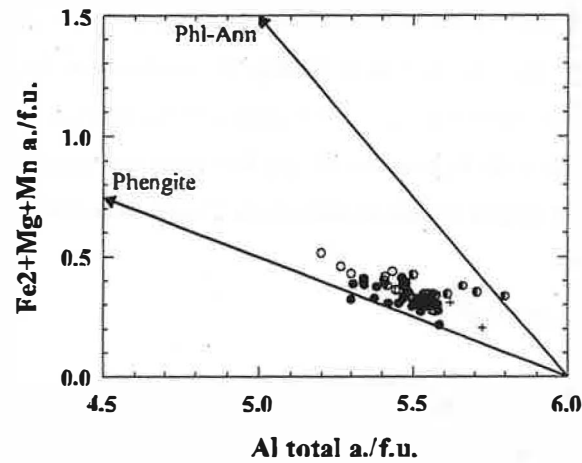


Figure IV-1-7: Position des muscovites des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes Ti-Mg-Na (diagramme A) et Ti-Fe²⁺-Mg (diagramme B), après Miller *et al.* (1981).

IV-1.3.3 / Le feldspath potassique

La composition des feldspaths potassiques (Or_{91.5-97.2}) des leucogranites de la suite Urucum ne permet pas de caractériser les différents faciès ou de distinguer les différents types de feldspaths potassiques.

Les mégacristsaux de feldspath potassique (jusqu'à 7-8 cm) sont des microclines parfois perthitisés; ils sont maclés (péricline et Carlsbad), fracturés et possèdent de nombreuses inclusions minérales (quartz, biotite, muscovite et plagioclase avec bordure albitique). Ces mégacristsaux sont souvent bordés par des myrmékites (photo A de la planche 10). Le contact entre le plagioclase de la

A

- + Granite pegmatitique
- Granite à tourmaline
- Granite Palmital
- Granite Urucum
- Filon granitique

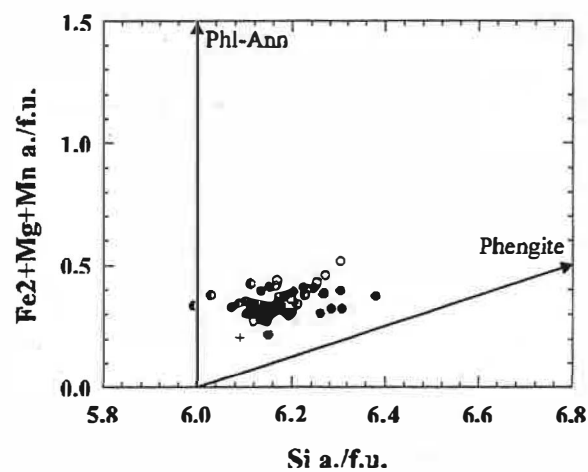
B

Figure IV-1-8: Position des muscovites des granites de la suite Urucum dans les digrammes $\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}$ en fonction du Al^{total} (diagramme A) et en fonction du Si (diagramme B). Ces diagrammes montrent l'importance de la substitution phengitique dans ces muscovites.

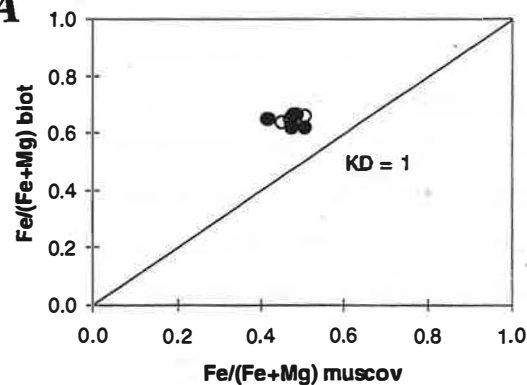
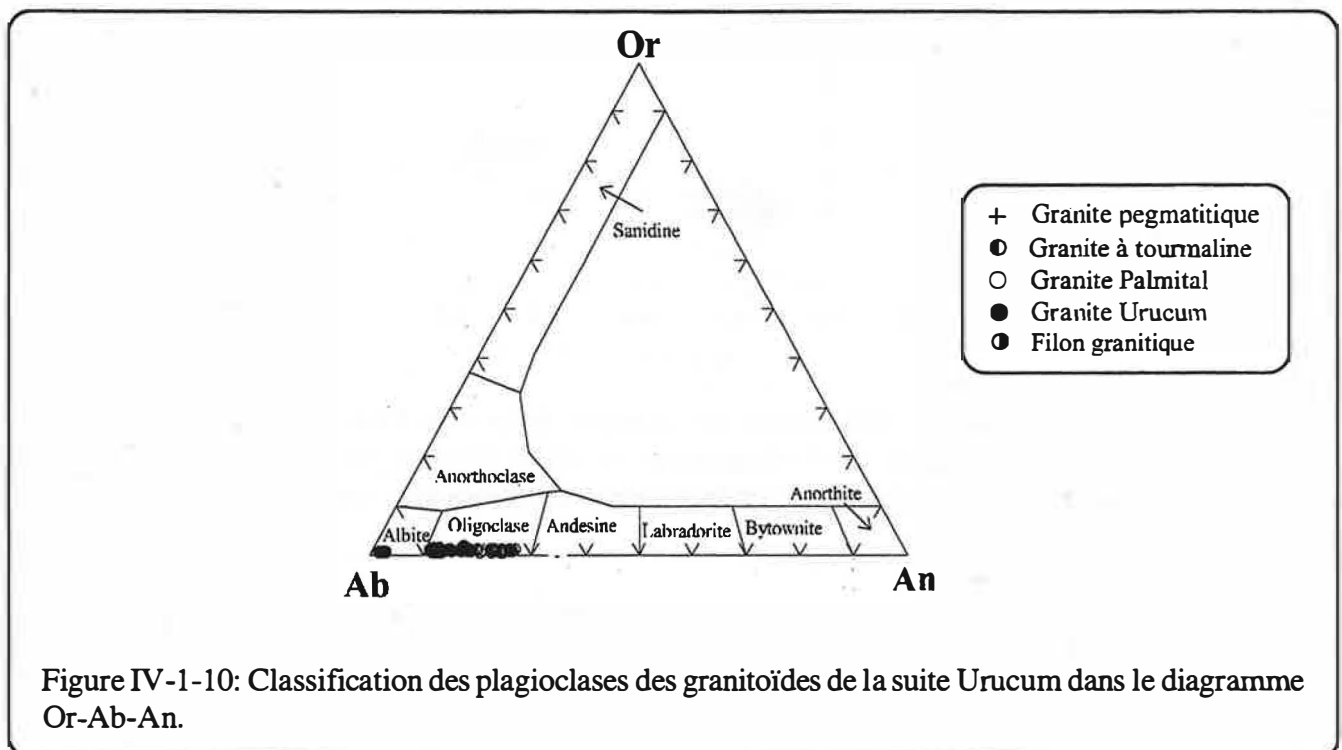
A

Figure IV-1-9: Distribution du XFe des couples biotite-muscovite de la suite Urucum. Cercle pleins: granite Urucum; cercles vides: granite Palmital.

myrmékite et le mégacristal de microcline est parfois souligné par une frange albitique. Dans la matrice de ces leucogranites le microcline est le feldspath potassique le plus commun, mais on observe également de l'orthose maclée. Les cristaux de la matrice montrent souvent une recrystallisation dynamique (photo E de la planche 9), parfois avec une polygonisation des grains très prononcée qui traduit des températures de déformation de l'ordre de 450°C (Tullis, 1983).

IV-1.3.4 / Le plagioclase

Globalement, la composition des plagioclases des leucogranites de la suite Urucum est de l'oligoclase (figure IV-1-10). Cependant on observe que la composition des plagioclases des leucogranites du faciès Urucum ($An_{14.2-18.2}$) est moins calcique que celle des plagioclases des granites Palmital ($An_{20.3-24.4}$) mais plus calcique que celle des granites à tourmaline ($An_{10.7-13.3}$). Les plagioclases (de plus petite taille) de la matrice sont les plus acides.



Ces plagioclases se présentent sous quatre formes :

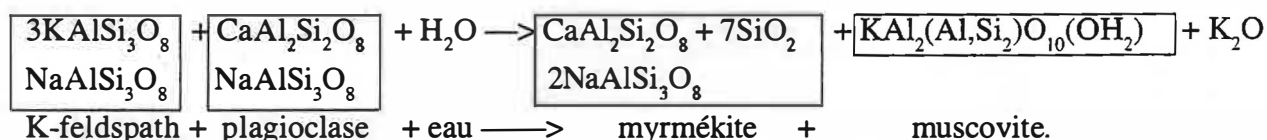
- en grands cristaux (0.7 à 1.5 cm) de composition oligoclase (photo B de la planche 9), souvent poecilites, maclés et déformés. Ces plagioclases montrent parfois de faibles zonations et un aspect éclaté et/ou fracturé. Dans les granites de Palmital (protomylonite) ces plagioclases montrent souvent des extinctions onduleuses et des recrystallisations (MD07.1). Les inclusions principales sont la muscovite, le quartz, l'apatite, la biotite et l'épidote. Le contact avec le microcline est fréquemment marqué par la présence des franges d'albite. Parfois, on caractérise la microclinisation du plagioclase (photo F de la planche 9). Plus rarement, on trouve des sections entourées et digérées par du microcline et du quartz;

- sous forme de plagioclase de petite à moyenne taille (0.1 à 0.5 cm), sub-automorphes à

xénomorphes, souvent très fracturés et parfois perthitiques. Normalement, ils sont envahis par du microcline et du quartz;

- sous forme d'inclusion dans le mégafeldspath potassique (photo A de la planche 9). Ils sont sub-automorphes à xénomorphes et montrent une frange d'albite. Ce type de plagioclase renferme aussi des inclusions de muscovite;

- les myrmékites (albite à oligoclase) se placent toujours à côté ou en inclusion dans les microclines. Elles sont très communes dans les échantillons MD07 et MD19A. Il semble y avoir un rapport entre la présence très prononcée des myrmékites et la déformation qu'ont subi les roches. Plus les roches de la suite Urucum sont déformées, plus il y a de myrmékites. Dans ces roches, nous remarquons localement l'association des myrmékites avec les muscovites orientées, ce qui suggère probablement la réaction de Phillips *et al* (1972):



IV-1.3.5 / Le quartz

Le quartz présente les formes suivantes:

- grands cristaux xénomorphes (jusqu'à 1.5 cm) entre les mégacristaux de feldspath potassique. Normalement, ce type de quartz montre une forte extinction onduleuse et parfois il est très allongé suivant la foliation (MD07);

- les quartz en grains fins (0.1 - 0.3 mm) sont fortement recristallisés (photo E de la planche 9) et typiques des zones matricielles. Ils sont normalement automorphes de forme hexagonale avec des jonctions triples;

- sous forme de petites inclusions vermiculées dans les myrmékites;

- sous forme de "gouttes" en inclusion dans les micas, mégafeldspaths potassiques et plagioclases.

IV-1.3.6 / Le grenat

Habitus

Le grenat millimétrique (3-4 mm) se trouve sous forme de cristaux sub-automorphes (parfois squelettiques) de couleur rose rougeâtre. Les cristaux ont souvent des fractures (surtout les plus grands cristaux) occupées par des oxydes de fer de couleur jaunâtre. L'inclusion la plus commune est l'apatite, mais dans certains échantillons on peut trouver des inclusions de muscovite, de monazite, de quartz et de tourmaline. Les grenats sont parfois corrodés par du quartz.

Tableau IV-1-5: Composition représentative des grenats des granites de la suite Urucum.

Faciès:	Granite Palmital	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique
Echant.:	MD7.1	CP05C	MD05
N° Anal.:	13.10	81.2	70.5
<u>Oxydes</u>			
SiO ₂	38.19	36.68	36.33
TiO ₂	0.04	0.03	0.15
Al ₂ O ₃	21.42	21.46	21.65
FeO	25.55	27.89	28.03
MnO	11.59	11.32	12.55
MgO	0.74	1.05	0.96
CaO	3.41	1.51	0.77
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00
Total	100.95	99.96	100.44
<u>Cations</u>	Formule structurale calculée sur la base de 24 oxygènes		
Si	6.145	5.990	5.917
Al ^{IV}	0.000	0.010	0.083
Al ^{VI}	4.059	4.118	4.070
Ti	0.005	0.004	0.018
Fe ²⁺	3.443	3.792	3.813
Mg	0.178	0.256	0.233
Mn	1.580	1.566	1.731
Ca	0.588	0.264	0.134
Na	0.003	0.000	0.000
Total	16.000	16.000	16.000
<u>Pôles</u>			
Almandin	59.45	64.5	64.5
Spessartine	27.28	26.64	29.29
Grossulaire	10.15	4.50	2.27
Pyrope	3.06	4.36	3.94

Composition chimique

Les grenats des leucogranites de la suite Urucum sont caractérisés par des compositions almandin-spessartine (tableau IV-1-5). Par rapport aux grenats des granitoïdes de la suite Galiléia, ces grenats sont plus riches en Fe et Mn et plus pauvres en Ca. Ils sont zonés et s'enrichissent en Mn et s'appauvrissent en Fe et Mg vers la bordure. Les grenats des granites Palmital sont relativement plus riches en composant grossulaire ($\text{Al}_{59.4-73.7}\text{Sp}_{20.7-28}\text{Gr}_{2.5-11}\text{Py}_{1.9-3.6}$) (figure IV-1-11A) par rapport à ceux des autres faciès.

On observe que les granites des faciès les plus évolués (granites à tourmaline et granites pegmatitiques) renferment une quantité plus significative de grenat que les autres faciès. Les grenats de ces granites, surtout ceux des granites à tourmaline, sont riches en composant spessartine (figure IV-1-11B). Ceci suggère une augmentation du rapport Mn/(Fe+Mn) au cours de l'évolution des granitoïdes de la suite Urucum (Miller & Stoddard, 1980; Abbot, 1980) qui est confirmée par l'étude géochimique (voir IV-2.2).

Les grenats du granite pegmatitique, au niveau du contact avec le schiste São Tomé, sont

plus magnésien (figure IV-1-11B) ce qui traduit une contamination du granite à ce niveau. Les grenats des schistes São Tomé (encaissant) se caractérisent par des teneurs élevées en almandin (67.1 à 75.4%) et en pyrope (8.6 à 13%) par rapport à ceux des leucogranites de la suite Urucum (figure IV-1-12A et B).

L'importance du rôle du MnO dans la genèse des grenats des granites a été soulignée par les études expérimentales de Green (1977). En effet, cet auteur a remarqué que le manganèse augmente le champ de stabilité du grenat dans un magma permettant ainsi sa cristallisation à des pressions très faibles. Selon cet auteur, les grenats avec 20-25% de spessartine, donc comparable aux grenats des leucogranites de la suite Urucum, peuvent cristalliser en équilibre avec un liquide granitique sous des pressions de 3 kbar ou moins (<12 km).

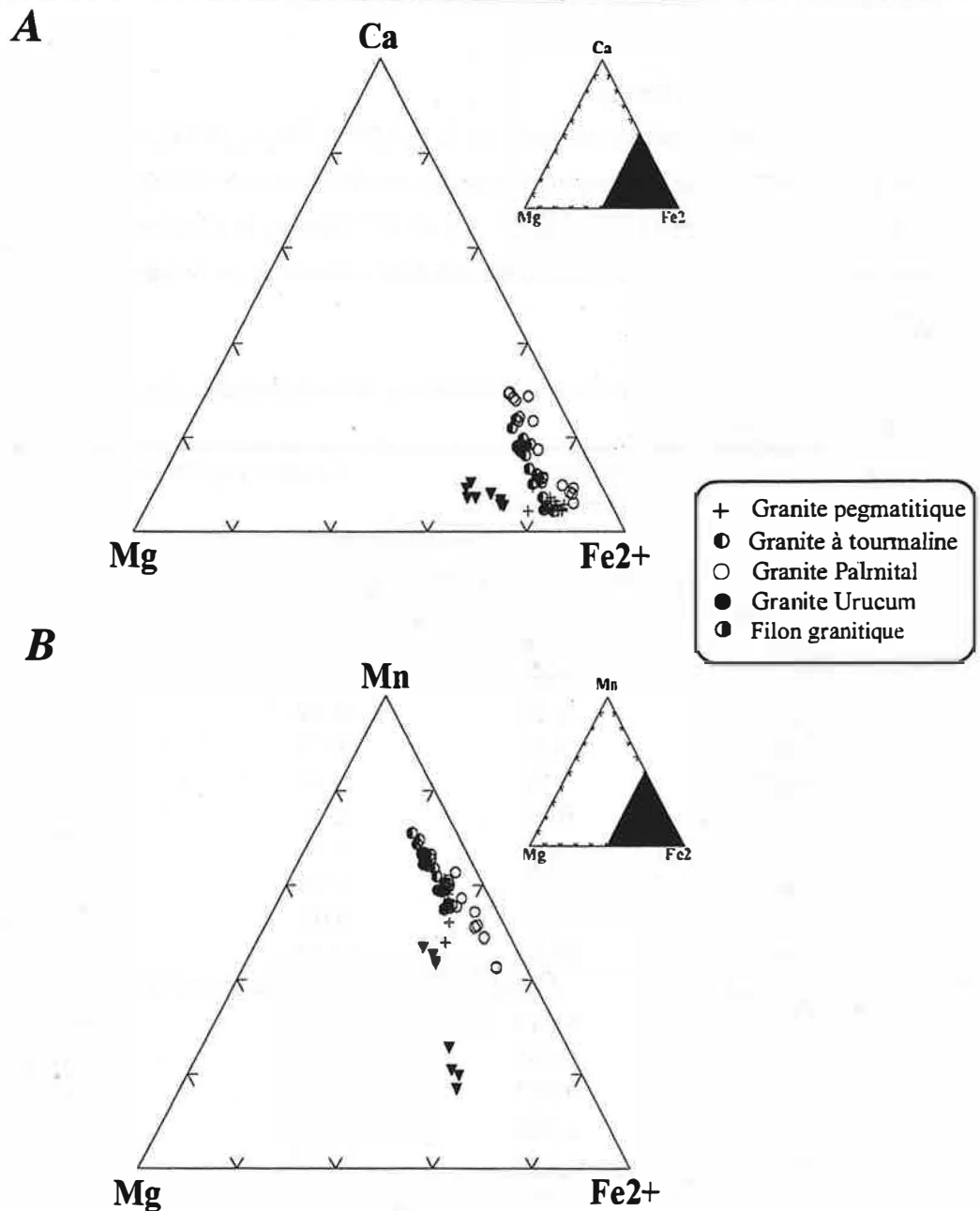


Figure IV-1-11: Position des grenats des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Ca-Mg-Fe²⁺ (A) et dans le diagramme Mn-Mg-Fe²⁺ (B). Les analyses des grenats des micaschistes São Tomé sont aussi représentées (triangles).

IV-1.3.7 / La tourmaline

Habitus et caractéristiques générales

La tourmaline est présente dans les granites à tourmaline, dans les granites pegmatitiques, dans certains schistes en contact avec les pegmatites et dans les pegmatites. Les tourmalines (sub-automorphes à xénomorphes et de taille millimétrique) du faciès à tourmaline sont corrodées par le quartz et les microclines interstitiels (photo C de la planche 10). Le zircon est souvent englobé dans les tourmalines.

Les tourmalines sont beaucoup plus communes dans les granites pegmatitiques. Elles sont souvent prismatiques et zonées (avec un cœur bleu et des bordures vert-jaunâtre) (photo D de la planche 10). Ces zones sont parfois assez irrégulières.

Composition chimique

La formule générale adoptée est $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH)_4$ où le site X = Na, Ca et/ou Mg, le site Y = substitution de cations monovalents, divalents, trivalents (inclusive des ETR) et quadrivalents et le site Z = Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Ti, Cr et V^{3+} (Henry & Guidotti, 1985). B et Li n'ont pas été analysés, les formules structurales ont été donc calculées sur la base de 24.5 oxygènes (tableau IV-1-6).

Tableau IV-1-6: Compositions représentatives des tourmalines des granites de la suite Urucum et du schiste São Tomé.

Faciès:	Granite à tourmaline	Granite pegmatitique		Schiste São Tomé
Echant.:	CP05	MD05-P2A	MD05-P2A	MD13
N° Anal.:	56 (c)	81.5 (c)	82.5 (b)	81.1 (c)
<u>Oxydes</u>				
SiO ₂	35.64	35.96	36.3	37.24
TiO ₂	0.63	0.21	0.33	0.53
Al ₂ O ₃	34.65	34.06	33.78	34.34
FeO	8.8	10.73	8.6	6.44
MgO	4.71	3.14	4.65	6.22
CaO	0.34	0.21	0.3	0.36
MnO	0.11	0.19	0.13	0
Na ₂ O	1.91	1.96	2.13	1.74
K ₂ O	0.05	0.07	0	0.02
Total	86.84	86.53	86.22	86.89
<u>Cations</u> Formule structurale calculée sur la base de 24.5 oxygènes				
Si	5.813	5.935	5.951	5.973
Al	6.655	6.620	6.522	6.487
Ti	0.077	0.026	0.041	0.064
Fe ²⁺	1.200	1.481	1.179	0.864
Mg	1.145	0.773	1.136	1.487
Ca	0.059	0.037	0.053	0.062
Mn	0.020	0.030	0.020	0.000
Na	0.604	0.627	0.677	0.541
K	0.010	0.015	0.000	0.004
Total	15.583	15.544	15.579	15.482
mg	48.8	34.3	49.1	63.3

Les tourmalines analysées correspondent principalement (figure Al-Fe²⁺-Mg) au terme ferrifère (schörlite) de la série schörlite-dravite (Deer *et al.*, 1962). On remarque dans l'ensemble de ces tourmalines un déficit en R⁺ et R²⁺ et un excès en R³⁺ dû probablement à la substitution couplée (OH)⁻ + R²⁺ ⇌ R³⁺ + O²⁻ ("alkali defect") et R⁺ + R²⁺ ⇌ R³⁺ + vacance ("proton loss") (figure IV-1-12).

La composition des tourmalines montre qu'il y a une évolution d'ensemble allant des tourmalines des granites à tourmaline aux tourmalines des granites pegmatitiques (figures 13A et B) qui se traduit par une augmentation du MnO et du FeO (5.88 < FeO < 6.96 %) et une diminution du rapport mg (de 50 à 16) et des teneurs en TiO₂ (de 0.79 % à 0.53%).

La zonation concentrique des tourmalines des granites pegmatitiques est contrôlée par la substitution schörlite-dravite. Elle se caractérise par d'importantes oscillations des teneurs en fer et en magnésium. Les zones bleuâtres sont plus riches en fer que les zones vertes-jaunâtres qui s'enrichissent en magnésium. Certains cristaux montrent une augmentation des teneurs en Mg accompagnée d'une diminution du Fe depuis le coeur (bleuâtre) jusqu'à la bordure (vert-jaunâtre) (photo D de la planche 10).

La composition des tourmalines reflète la composition chimique du système dans lequel ce minéral a cristallisé. Certaines études (Shearer *et al.*, 1984; Henry & Guidotti, 1985; Kassoli-Fournaraki, 1990; Roda *et al.*, 1995) ont remarqué l'importance pétrogenétique de ce minéral. Les tourmalines des granites à tourmaline, certaines bordures des tourmalines des granites pegmatitiques et les tourmalines du schiste São Tomé se placent dans le champ des métapélites et métapsamites associées à une phase saturée en Al (grenat) dans les diagrammes triangulaires Al-Fe-Mg de Henry & Guidotti, 1985 (figure IV-1-14A). Les tourmalines (coeur) des granites pegmatitiques se placent dans le champ des granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li. Dans le diagramme Ca-Fe-Mg (figure IV-1-14B) de ces mêmes auteurs, les tourmalines étudiées se placent dans le champ des métapélites et métapsamites pauvres en Ca et les coeurs des tourmalines des granites pegmatitiques se placent dans le domaine des granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li.

Dans les systèmes riches en bore (suffisants pour cristalliser la tourmaline) et en aluminium, comme dans notre cas, la stabilité de la tourmaline est contrôlée principalement par l'abondance en Fe et en Mg et par l'alcalinité des fluides ou des liquides (Bernard *et al.*, 1985). Morgan & London (1989) ont montré, pour l'intervalle de température 500-750°C, que la tourmaline ferromagnésienne est instable au sein des fluides à pH > 6.5 et dans les systèmes pauvres en ferromagnésiens.

Les tourmalines des schistes São Tomé sont plus magnésiennes et ferrifères et semblent être formées à partir de la migration du bore des liquides granitiques vers l'encaissante métasédimentaire (Morgan & London, 1987). Leur richesse en MgO reflète probablement celle de la roche.

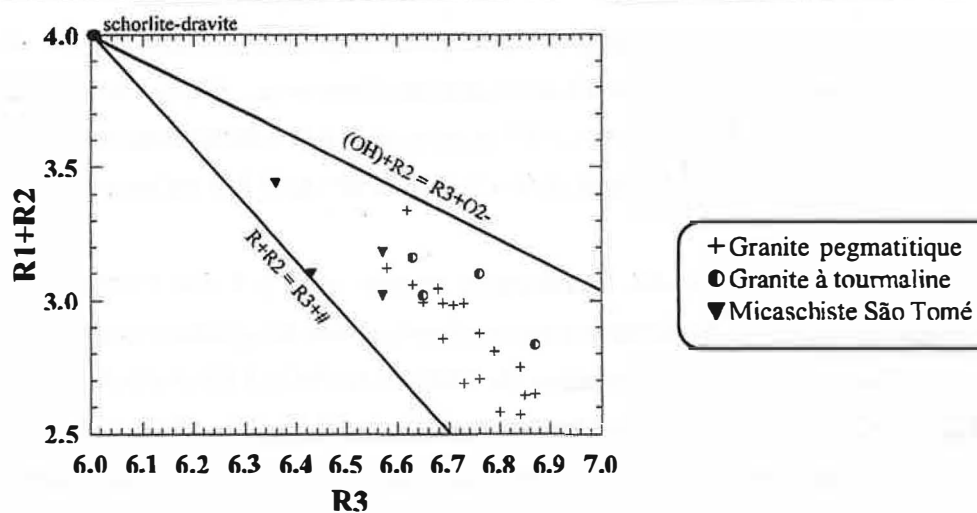


Figure IV-1-12: Diagramme $R^+ + R^{2+}$ versus R^{3+} montrant deux substitutions identifiées dans les tourmalines étudiées ($R^+ + R^{2+} = R^{3+} + \#$, "alkali deficiency"; $(OH) + R^{2+} = R^{3+} + O^{2-}$, "proton loss"). Modifié de Manning (1982). # = site vacant.

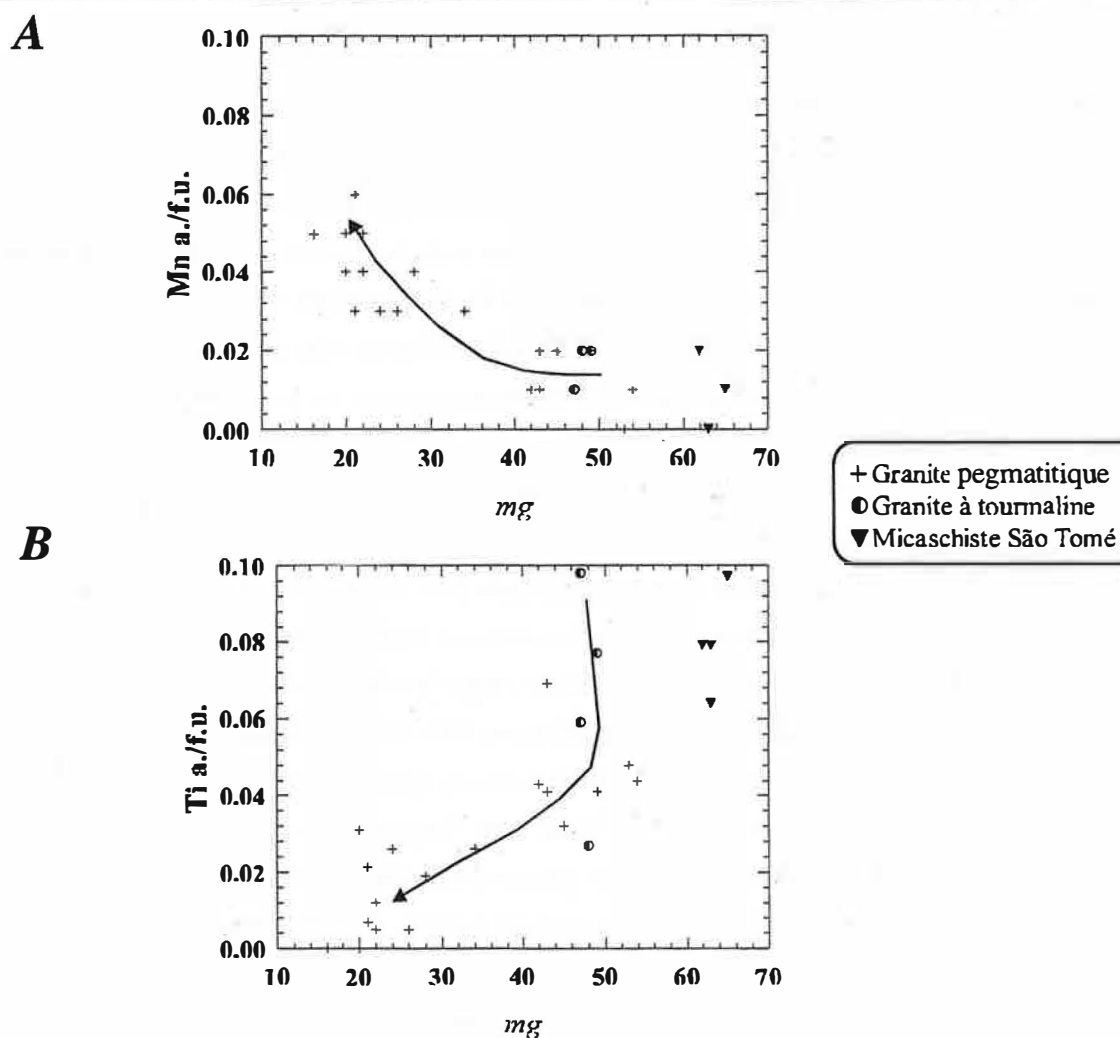


Figure IV-1-13: Evolution des compositions des tourmalines des granitoïdes de la suite Urucum. Les tourmalines du micaschiste São Tomé sont montrées à titre comparatif. Le diagramme A montre l'augmentation du Mn avec la diminution du rapport mg ($=100 \cdot Mg/(Mg+Fe)$). Le diagramme B montre la diminution du Ti avec la diminution du rapport mg .

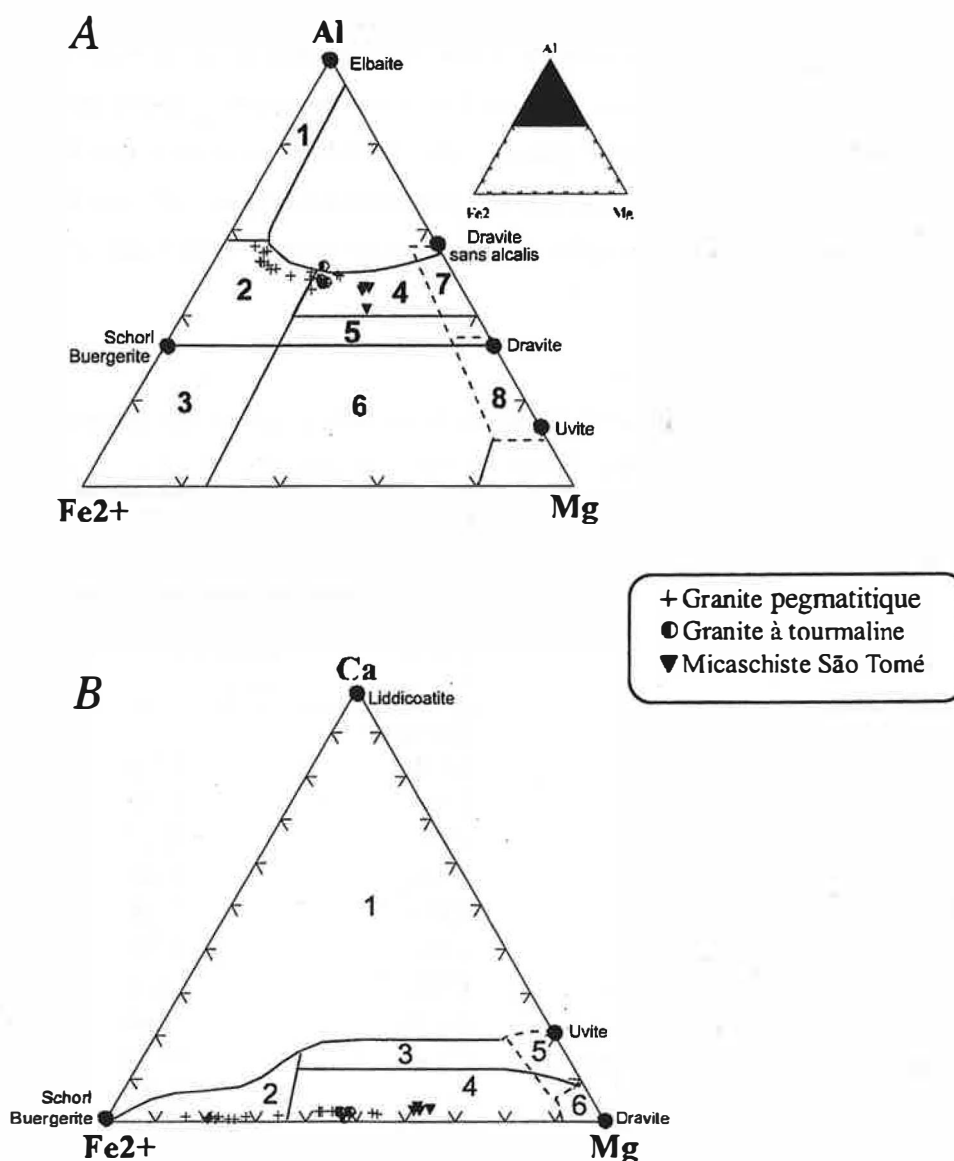


Figure IV-1-14: **A)** Position des tourmalines du faciès à tourmaline et du faciès pegmatoïde des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Al-Fe-Mg (Henry & Guidotti, 1985). La composition de quelques tourmalines des micaschistes São Tomé sont également montrées. Les différents champs représentent des tourmalines des: 1-pegmatites et aplites riches en Li; 2- granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li; 3- roches à quartz-tourmaline riches en Fe³⁺; 4- métapélites et métapsamites associées avec une phase saturée en Al; 5- métapélites et métapsamites qui ne sont pas associées avec une phase saturée en Al; 6- roches à quartz-tourmaline riches en Fe³⁺, roches calco-silicatées et métapélites; 7- roches méta-ultramafiques pauvres en Ca et des métasédiments riches en V et Cr; 8- métacarbonates et méta-pyroxénites. **B)** Position des tourmalines des mêmes faciès indiqués en A dans le diagramme Ca-Fe-Mg (Henry & Guidotti, 1985). Les champs représentent les tourmalines des: 1- pegmatites et aplites riches en Li; 2- granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li; 3- roches calco-silicatées, métapélites et métapsamites riches en Ca; 4- roches à quartz-tourmaline, métapélites et métapsamites pauvres en Ca; 5- métacarbonates; 6- méta-ultramafiques.

IV-1.3.8 / La monazite

Habitus

Les monazites se distinguent par leur biréfringence et sont souvent en petites inclusions ovales de couleur jaune pâle à crème dans la biotite (photo E de la planche 10) et localement dans la muscovite, suggérant leur caractère précoce dans les granites de la suite Urucum. Elles sont parfois entourées de halos noirâtres très intenses. Certaines monazites ont des inclusions de zircon (photo F de la planche 11). On n'observe pas de cœur ou autres structures qui nous laissent supposer une origine restitique pour ces monazites. Les proportions modales des monazites diminuent du granite de Urucum au granite à tourmaline. Les monazites sont absentes dans les granites pegmatoïdes et dans les pegmatites.

Composition chimique

La formule structurale de la monazite est ABO_4 . Elle a été calculée en considérant la somme $Si + P = 1$ (Smyth & Bish, 1988; Montel, 1993) (tableau IV-1-7). Le site A est généralement occupé par ETR, Th, Zr, U, Ca, Fe et Al et le site B par P et Si.

Tableau IV-1/7: Compositions représentatives des monazites du faciès Urucum et du faciès Palmital de la suite Urucum.

Faciès:	Granite Urucum	Granite Palmital
Echant.:	MD41A	MD7.1
N° Anal.:	19.8	29.8
<u>Oxydes</u>		
SiO ₂	0.89	0.72
CaO	1.16	0.83
P ₂ O ₅	29.27	29.39
Y ₂ O ₃	1.41	0.13
ThO ₂	7.58	5.41
UO ₂	0.57	0.03
HfO ₂	0.12	0.08
La ₂ O ₃	13.48	15.63
Ce ₂ O ₃	27.99	29.73
Pr ₂ O ₃	2.99	2.84
Nd ₂ O ₃	11.94	12.37
Sm ₂ O ₃	2.034	1.32
Total	99.43	98.48
<u>Cations</u>		
	Formule structurale calculée sur la base de $Si+P = 1$	
Si	0.035	0.028
Ca	0.049	0.035
P	0.965	0.972
Y	0.029	0.003
Th	0.067	0.048
U	0.005	0.000
Hf	0.000	0.000
La	0.194	0.225
Ce	0.399	0.425
Pr	0.042	0.040
Nd	0.166	0.172
Sm	0.027	0.018
Total	1.978	1.966

Dans l'ensemble (tableau IV-1-7), la composition des monazites montre une évolution allant du granite du faciès Urucum au granite du faciès Palmital. Cette évolution est soulignée par une diminution des teneurs en Th, U, Y, Si et Ca et une augmentation des terres rares légères (figure IV-1-15 ABC).

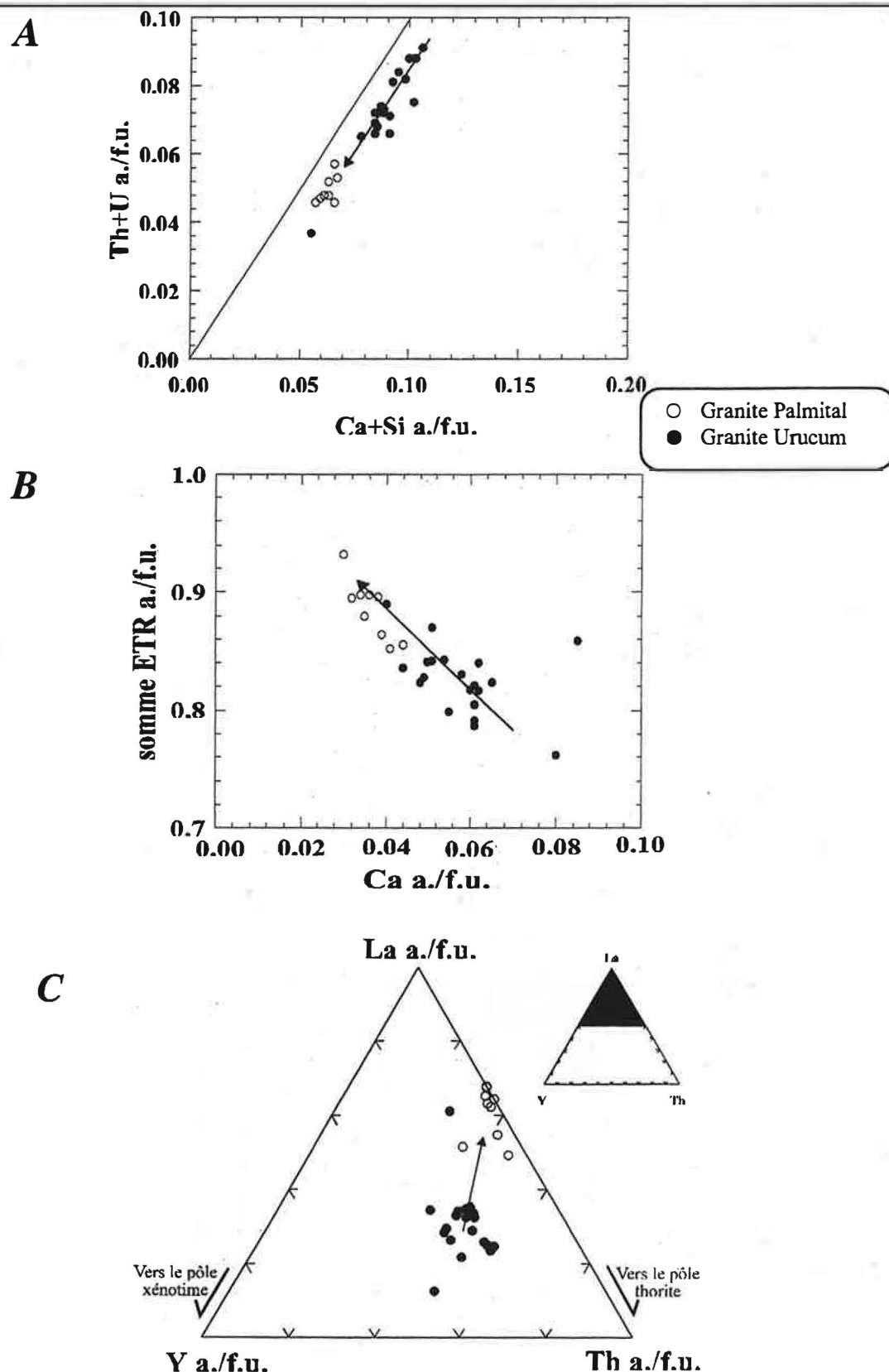


Figure IV-1-15: Diagrammes Th+U versus Ca+Si (A), ETR versus Ca (B) et La-Y-Th (C) montrant l'évolution des monazites de la suite Urucum.

IV-1.3.9 / Le zircon

Habitus et typologie

Les granites de la suite Urucum ont peu de zircons comparés aux granitoïdes de la suite Galiléia. Dans les faciès Urucum les zircons sont assez rares et dans les granites pegmatitiques ils sont absents.

Les zircons se distinguent de la monazite par leur forme relativement plus allongée et par la présence de sections avec des terminaisons pyramidales. Les zircons sont très fréquemment refermés dans les biotites (halos pléochroïques intenses) et dans les muscovites, parfois dans les apatites et dans les monazites. Lorsqu'on observe les sections basales des apatites, on remarque souvent une distribution organisée de façon circulaire des zircons (photo F de la planche 10). Ces observations suggèrent le caractère très précoce, restitique et/ou assimilé à partir des roches hôtes de ce minéral. Par contre, certains zircons ont des inclusions de petites apatites aciculaires ce qui montre qu'au moins une partie des apatites ont cristallisé avant les zircons ou sont héritées.

L'étude typologique a été exécutée dans un échantillon (MD07.2) du faciès Palmital car les rares zircons séparés dans les granites de Urucum ont été utilisés dans l'étude géochronologique. Cependant, l'observation à la loupe des zircons des granites de Urucum nous a permis de remarquer leur taille extrêmement petite ($<75\mu\text{m}$) et de séparer deux familles: une de couleur jaunâtre et l'autre incolore et limpide.

Les zircons des granites Palmital sont représentés essentiellement par les types L (sous-types L1, L2 et L5) et S (S1, S3 et S5) de Pupin (1976). La caractéristique la plus marquante de ces zircons est le développement très prononcé des faces prismatiques (110), ce qui est typique des zircons cristallisés dans les conditions physiques de la croûte. Certains zircons montrent un coeur du type G1 probablement hérité avec une surcroissance du type L1 ou S1 (photo A et B de la planche 11). Dans le diagramme typologique (figure IV-1-16) on note une tendance évolutive caractérisée par de

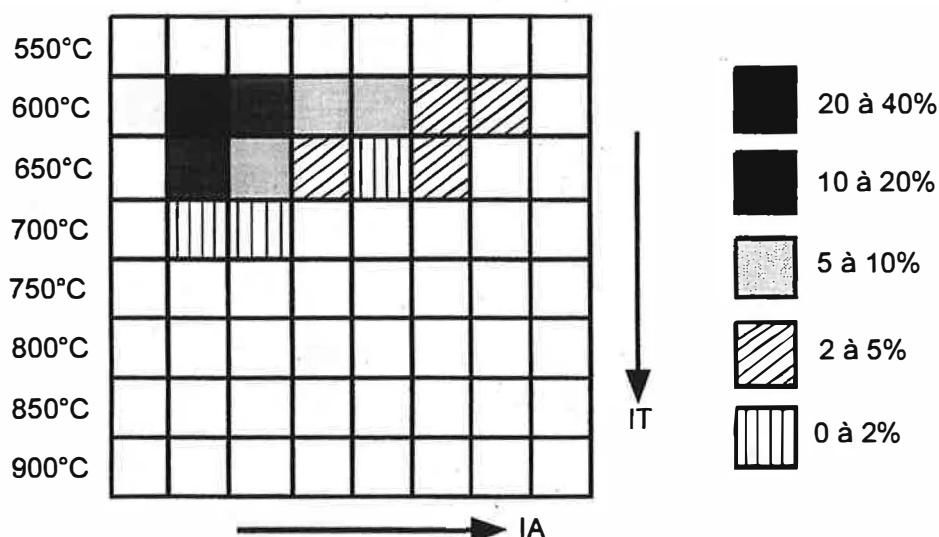


Figure IV-1-16: Diagramme typologique des zircons du faciès à grain moyen à grossier de la suite Urucum.

faibles températures de cristallisation (de 700°C à 600°C). Ces zircons se placent essentiellement dans le domaine des zircons des granites d'origine crustale de Pupin (1976).

Composition Chimique

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 16 oxygènes (tableau IV-1-8). Les zircons des granites de Urucum ont des rapport Zr/Hf qui varient entre 53.11 (coeur hérité, MD41 A) et 27.8, mais normalement ils sont supérieurs à 30 (figure IV-1-17). Les rapports les plus élevés représentent souvent les coeurs des zircons et, au moins en partie, traduisent la compositions de coeurs hérités identifiés lors des études typologiques.

Tableau IV-1-8: Compositions représentatives des zircons des granites de la suite Urucum.

Faciès:	Granite Urucum		Granite Palmital		Granite à tourmaline
Echant:	MD41A	MD41A	MD07	MD07	CP5
N° Anal.:	31.12(coeur hérité)	32.12 (b)	42.8(c)	46.8 (b)	41.12(c)
Oxydes					
SiO ₂	32.23	31.58	31.76	31.36	29.80
Al ₂ O ₃	0.19	0	0	0	0.14
FeO	nd	nd	0	0.035	0
CaO	0.02	0.03	0.019	0.057	0.06
P ₂ O ₅	0.24	0.32	0.474	0.47	0.29
ZrO ₂	67.52	62.69	65.48	64.7	62.57
HfO ₂	1.11	1.97	1.04	2.30	1.49
Y ₂ O ₃	0.26	0.17	0.649	0.241	0.28
UO ₂	0.21	0.80	0.044	0.997	0.05
ThO ₂	0.09	0	0.054	0.079	0.03
La ₂ O ₃	nd	nd	0.014	0.45	nd
Ce ₂ O ₃	nd	nd	0	0.011	nd
Sm ₂ O ₃	nd	nd	0.045	0.041	nd
Total	101.87	97.56	99.59	100.74	94.71
Cations					
	Formule structurale calculée sur la base de 16 oxygènes				
Si	3.902	3.990	3.921	3.885	3.887
Al	0.027	0	0	0	0.022
Ca	0.003	0.004	0.003	0.008	0.008
P	0.02	0.03	0.05	0.05	0.030
Zr	3.986	3.863	3.942	3.908	3.980
Hf	0.038	0.071	0.037	0.081	0.0
Y	0.017	0.011	0.043	0.016	0.024
U	0.006	0.022	0.001	0.027	0.002
Th	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001
La	nd	nd	0.001	0.021	nd
Ce	nd	nd	0	0	nd
Sm	nd	nd	0.002	0.002	nd
Total	8.001	7.991	8.002	8.004	7.954
Zr/Hf	53.11	27.78	54.76	24.6	36.66

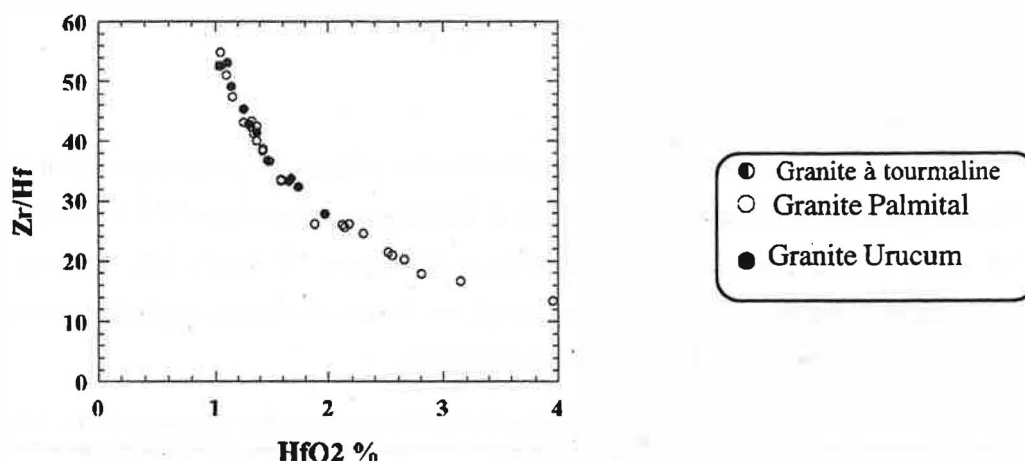


Figure IV-1-17: Les différents rapports Zr/Hf des zircons probablement hérités ($Zr/Hf > 30$, surtout de coeurs) et des zircons ($Zr/Hf < 30$, surtout des bordure) de la phase magmatique.

Dans les zircons du faciès Palmital, nous avons observé une diminution du rapport Zr/Hf vers la bordure des cristaux (figure IV-1-17 et figure IV-1-18A). Les rapports Zr/Hf sont relativement comparables à ceux des zircons du faciès de Urucum. Les zones intermédiaires et la bordure ont des valeurs Zr/Hf variant de 36.8 à 13.4. La zonation du P, Th, Y et U est parfois très significative (figure IV-1-18B et C). D'une façon générale, on peut observer le caractère parfois oscillatoire des zonations de ces éléments. Les images rétrodiffusées (photo C de la planche 11) montrent des exemples de zonation où les zones claires (intermédiaire et bordure) ont des teneurs en UO_2 , HfO_2 , Y_2O_3 et P_2O_5 relativement plus élevées. On observe que le HfO_2 a une bonne corrélation positive avec le UO_2 . On observe communément la présence dispersée d'oxydes d'uranium (50-57% de UO_2).

Dans le diagramme Y_2O_3 en fonction du HfO_2 (figure IV-1-19) proposé par Pupin (1992) les zones intermédiaires et les bordures des zircons des granites Palmital sont riches en HfO_2 ce qui confirme une cristallisation sous des conditions crustales. Les autres analyses se placent, comme les zircons de la suite Galiléia, dans le champ des granites calco-alcalins et calco-alcalins potassiques indiquant la composition des coeurs hérités.

IV-1.3.10 / L'apatite

L'apatite a une composition de fluoroapatite ($2.77 < F < 3.78\%$) et elle se développe dans ces roches sous plusieurs formes:

- en petites sections prismatiques bipyramidés aciculaires. Ces apatites se présentent en inclusions dans les biotites, muscovites et feldspaths. Elles cristallisent préférentiellement dans les plans parallèles aux clivages des micas et montrent un rapport d'allongement d'environ 10/1;

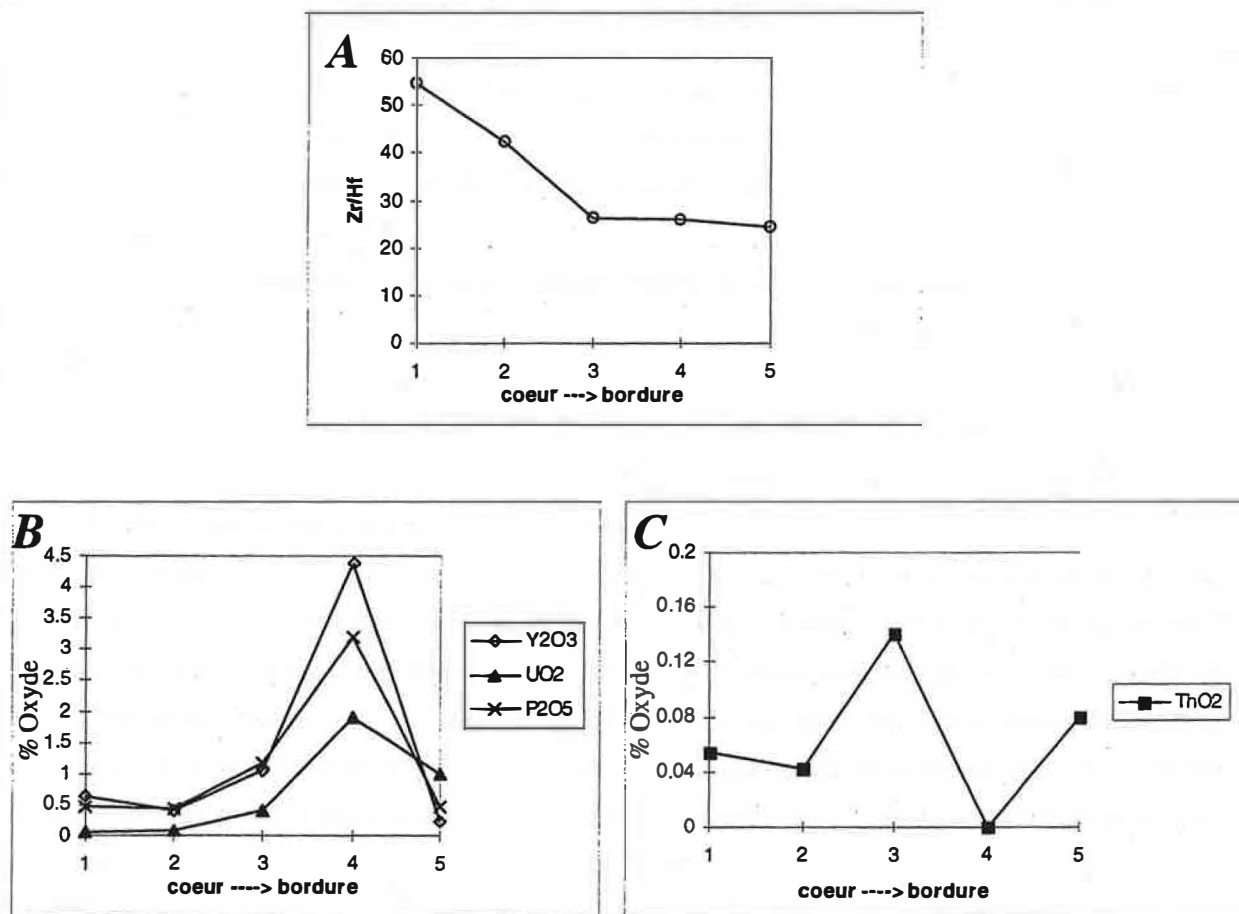


Figure IV-1-18: Zonation de composition observée dans un cristal de zircon du granite Palmital de la suite Urucum (MD07). **A)** Zonation du rapport Zr/Hf; **B)** Zonation du Y, U et P; **C)** Zonation du ThO₂.

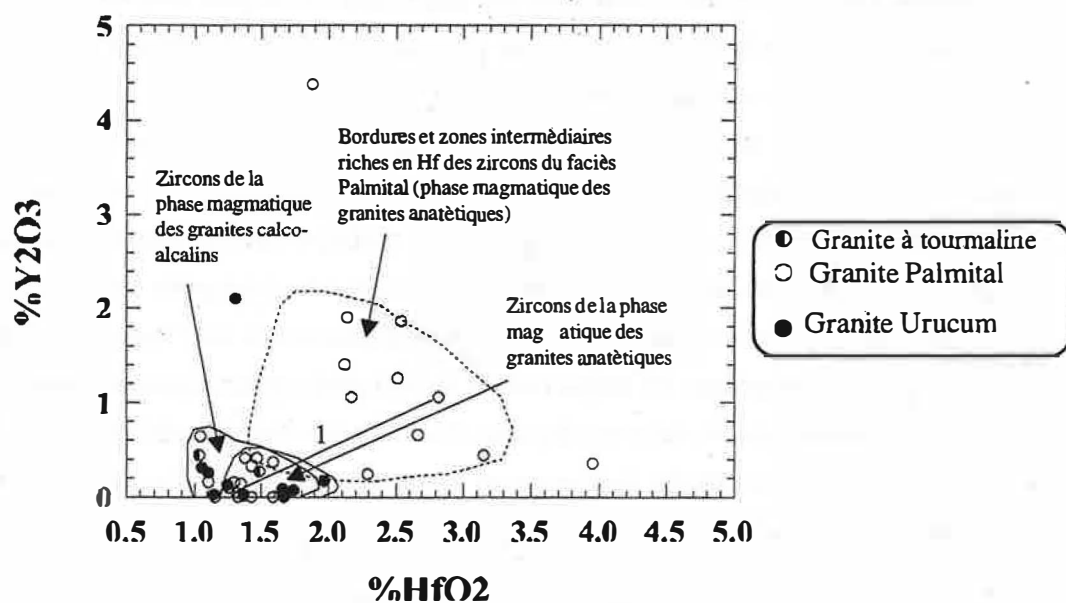


Figure IV-1-19: Position des zircons des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Y₂O₃ en fonction du HfO₂ (Pupin, 1992). Les analyses liées par la ligne 1 indiquent un coeur (~ 1.3 de HfO₂) et une bordure (~ 2.8 de HfO₂) d'un même cristal de zircon du faciès Palmital.

- en grandes sections hexagonales ou globuleuses (plusieurs cristaux peuvent être en contact). Ces apatites se développent dans les biotites et les muscovites ou à leur voisinage. La présence de sections parallèles à l'axe c des apatites permet d'évaluer leur rapport d'allongement entre 2/1 et 4/1. Les principales inclusions sont la monazite et le zircon qui se disposent normalement en cercle, parallèlement à la bordure des cristaux d'apatite (photo F de la planche 10).

IV-1.4 / Conclusion sur l'étude pétrographique et minéralogique

En résumé, on peut schématiser l'histoire de la cristallisation des granites de la suite Urucum de la façon suivante:

- la cristallisation précoce des monazites, d'une partie des zircons et des petites apatites aciculaires. La proportion de monazite est plus significative dans les granites du faciès Urucum que dans les granites du faciès Palmital. On observe une évolution depuis les monazites des granites Urucum jusqu'à celles des granites Palmital. Ce minéral est plus rare dans le faciès à tourmaline et il est absent dans le faciès pegmatitique. Les zircons ont une typologie caractéristique des zircons des granites crustaux. On a identifié, surtout dans le faciès Urucum, des zircons montrant des cœurs hérités. Ces cœurs peuvent être considérés comme étant soit restitiques, soit des xénocristaux provenant de l'assimilation des roches encaissantes. Dans l'ensemble des zircons on observe une diminution du rapport Zr/Hf du cœur vers la bordure des grains;

- la cristallisation du plagioclase (oligoclase), de la biotite en amas, probablement d'une partie du feldspath potassique (matrice) et de la muscovite. On observe globalement que les biotites montrent une évolution vers un enrichissement en fer. Malgré l'identification locale (faciès à tourmaline) de muscovites cristallisés aux dépens des biotites, la plus grande partie des muscovites semble montrer des caractères pétrographiques et chimiques comparables à ceux des muscovites primaires. On observe dans l'ensemble une augmentation du pôle muscovite vers les granites les plus évolués, ce qui confirme une évolution magmatique de ce minéral. Ces minéraux englobent les phases précoces (monazite, zircon et apatite);

- les phases les plus tardives sont les grenats, les tourmalines, les gros cristaux de quartz et les microclines xénomorphes interstitiels. Les grenats sont en proportions plus importantes, principalement dans les faciès les plus évolués, probablement en raison d'augmentation du rapport $Mn/(Mn+Fe)$ dans les liquides. La cristallisation tardive des feldspaths observée dans le faciès Urucum est compatible avec les études texturales et expérimentales de Clemens & Wall (1981) e Vernon (1986) qui ont montré que les mégacristaux de feldspaths potassiques croissent tardivement pendant l'histoire magmatique à partir des liquides résiduels proches du solidus.

- les transformations tardives sont marquées surtout par la chloritisation de la biotite et la saussuritisation du plagioclase.

Planche 9

Photo A: Cristal de plagioclase (oligoclase) en inclusion dans le feldspath potassique dans le leucogranite du faciès Urucum (MD23). On observe une bordure d'albite autour du plagioclase. Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photo B: Détail d'un cristal de plagioclase avec des inclusions de muscovite secondaires orientées selon les plans de clivage (CP5; faciès à tourmaline). Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photo C: Cristaux de muscovite primaire dans le leucogranite du faciès Urucum (MD41). Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photo D: Cristaux de biotite en inclusion dans la muscovite. Ceci peut être considéré comme une évidence locale (faciès à tourmaline, CP5) de la cristallisation de la muscovite aux dépens de la biotite. Agrandissement 250x. Lumière non polarisée.

Photo E: Recristallisation dynamique du quartz et du microcline dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07). Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Photo F: Microclinisation du plagioclase dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07). Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Planche 9

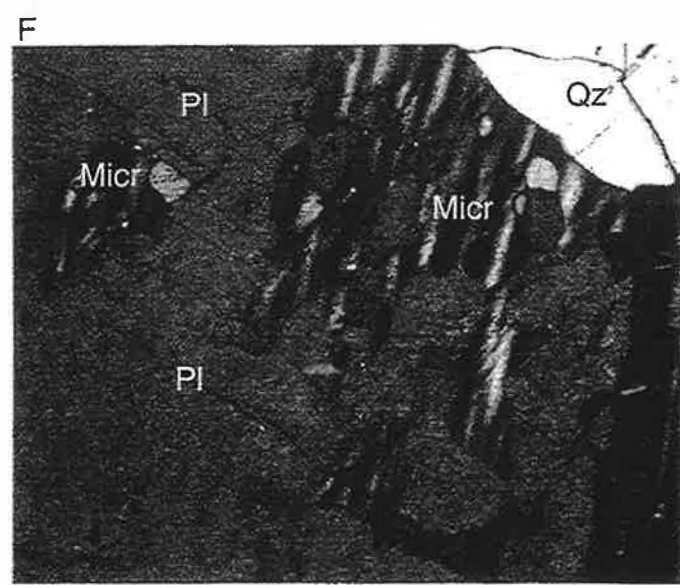
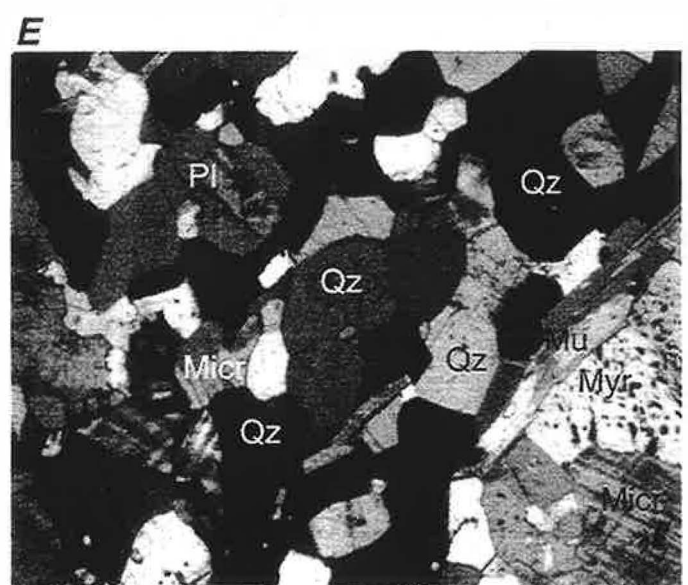
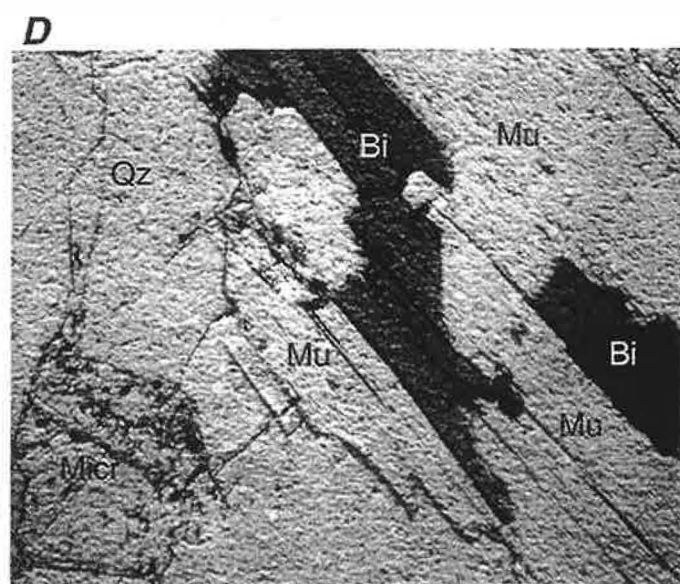
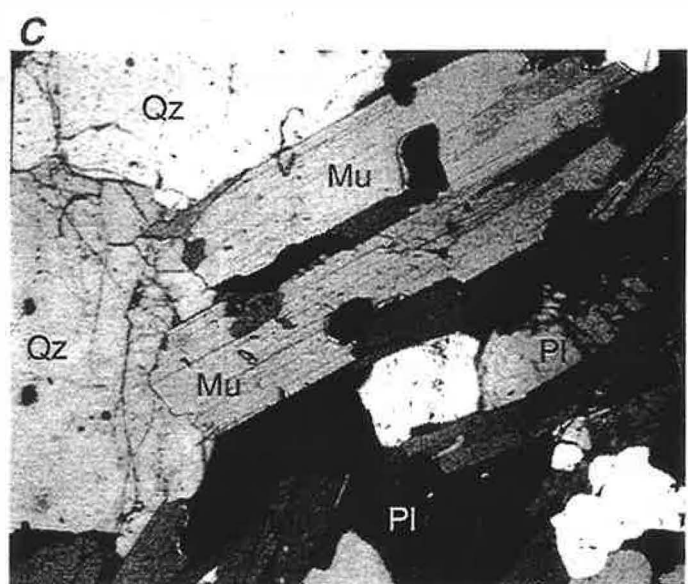
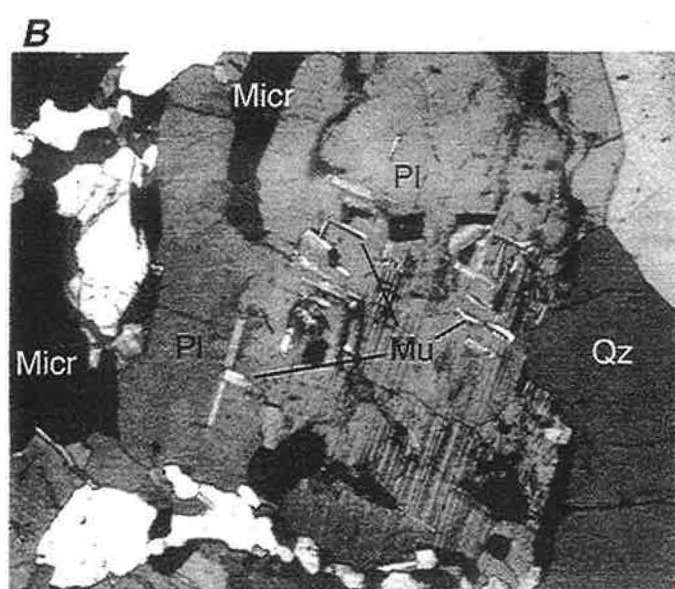
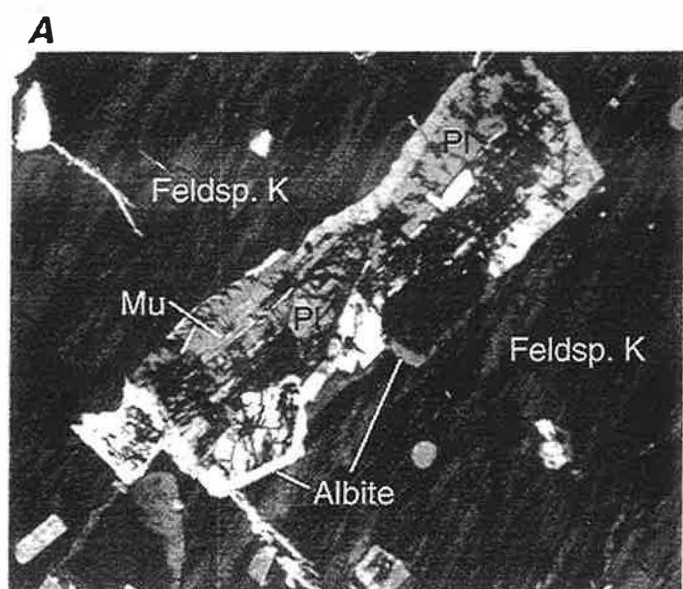


Planche 10

Photo A: Myrmékites dans les leucogranites déformés du faciès Palmital (MD07). Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Photo B: Inclusions de zircons et de monazites disposées de manière concentrique dans un cristal de biotite. Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photo C: Tourmaline dans les leucogranites à tourmaline de la suite Urucum (CP5). Agrandissement de 80x. Lumière polarisée.

Photo D: Cristal de tourmaline zoné (coeur bleuâtre et bordure verte-jeunâtre) dans le faciès pegmatitique de la suite Urucum. Remarquer également la présence d'un cristal de grenat (almandin-spessartite). Agrandissement de 80x. Lumière non polarisée.

Photo E: Monazites en inclusion dans la biotite des granites du faciès Urucum (MD41). Agrandissement de 250x. Lumière polarisée.

Photo F: Section basale d'une apatite (faciès Urucum, MD35). Observer les inclusions de zircon disposées de manière concentrique. Agrandissement de 250x. Lumière non polarisée.

Planche 10

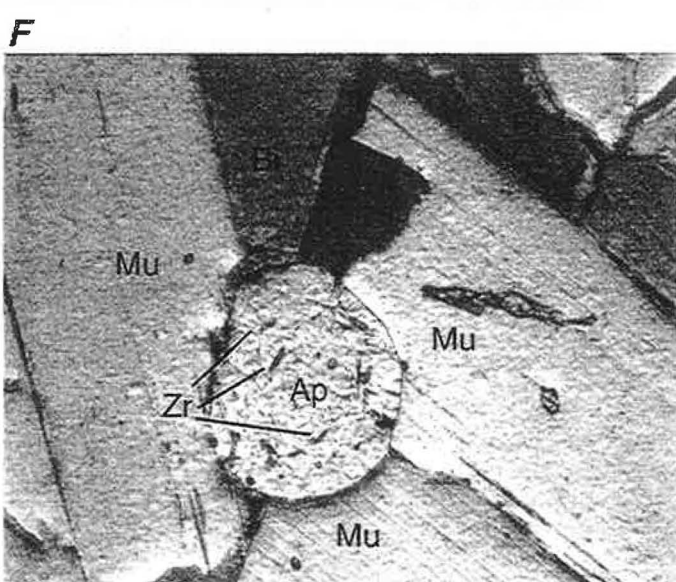
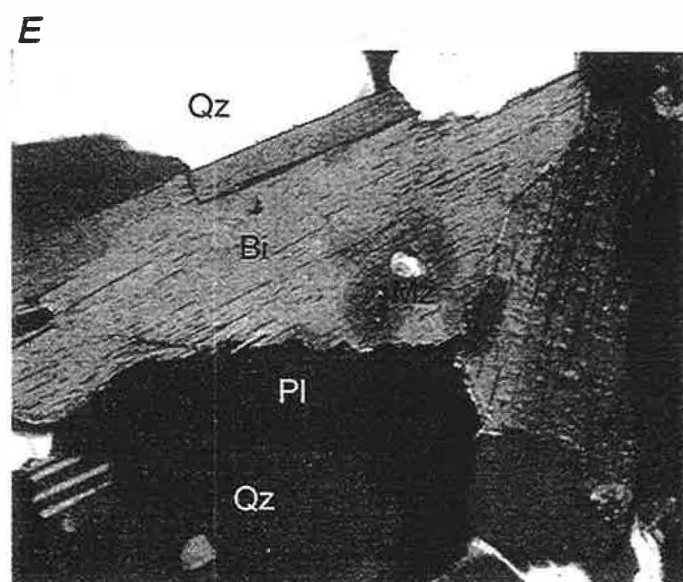
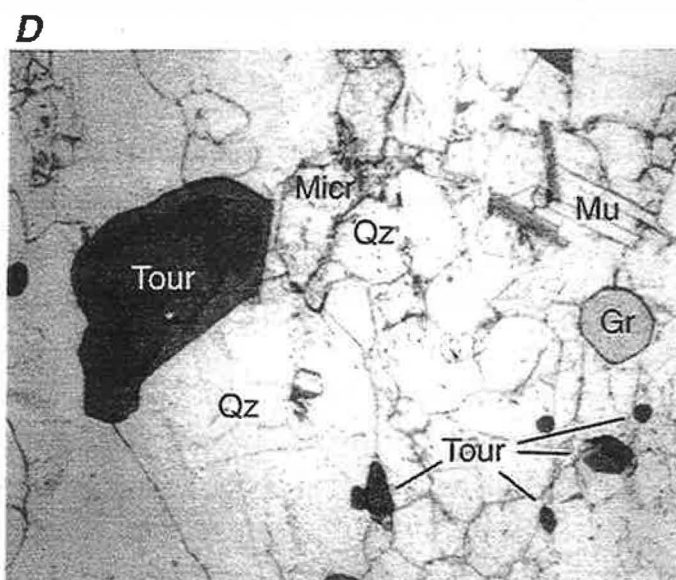
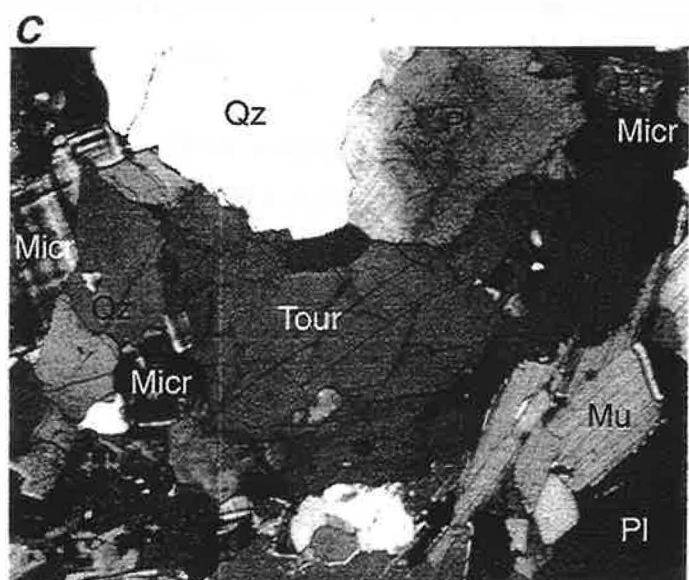
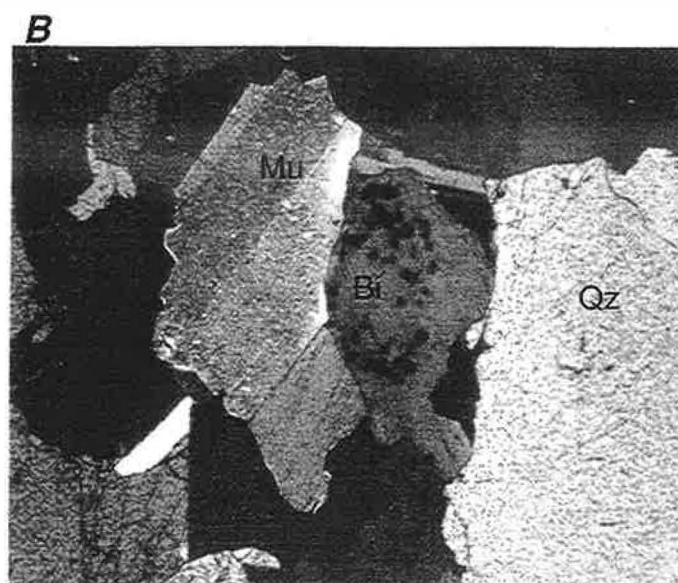
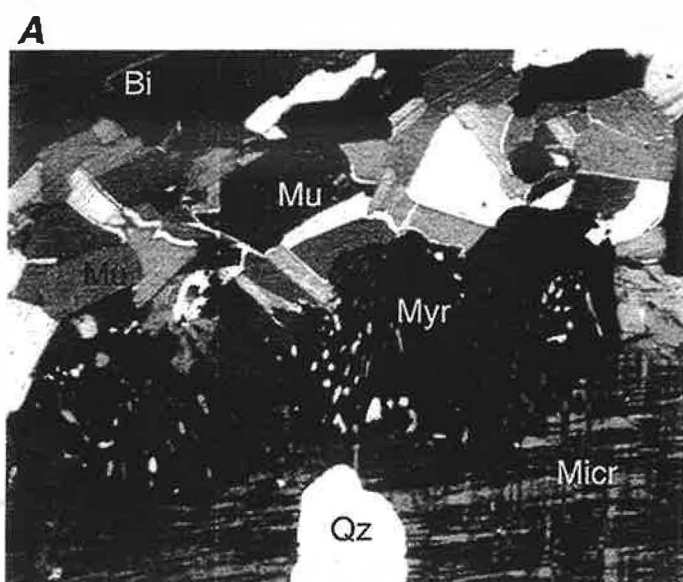


Planche 11

Photos A et B: Exemples de zircons montrant un coeur hérité (zone gauche inférieure des photos) probablement du type G (Pupin, 1976) et une surcroissance magmatique (zone droite supérieure des photos) du type L1-S1. Image d'électrons secondaires au microscopique électronique à balayage (MEB).

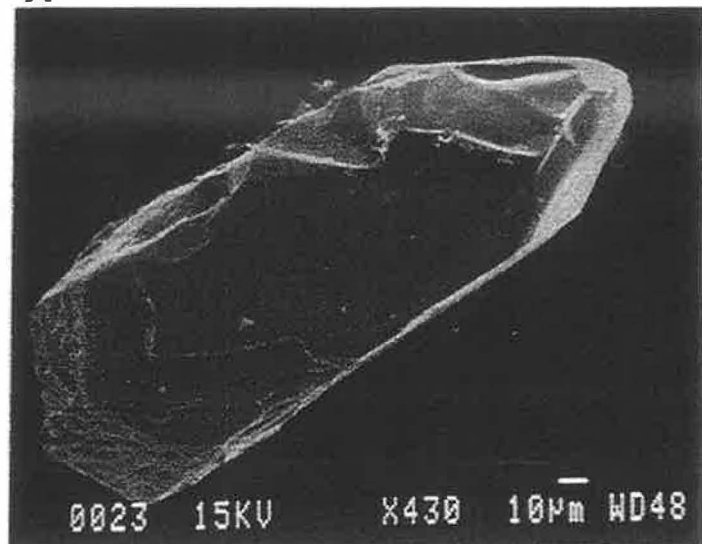
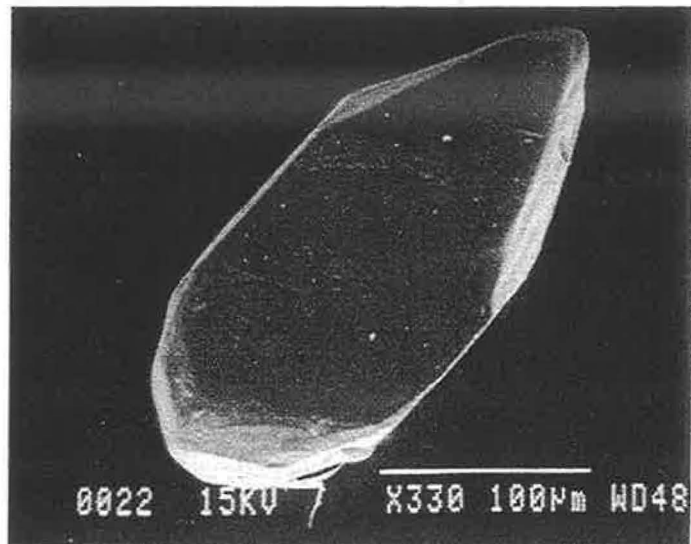
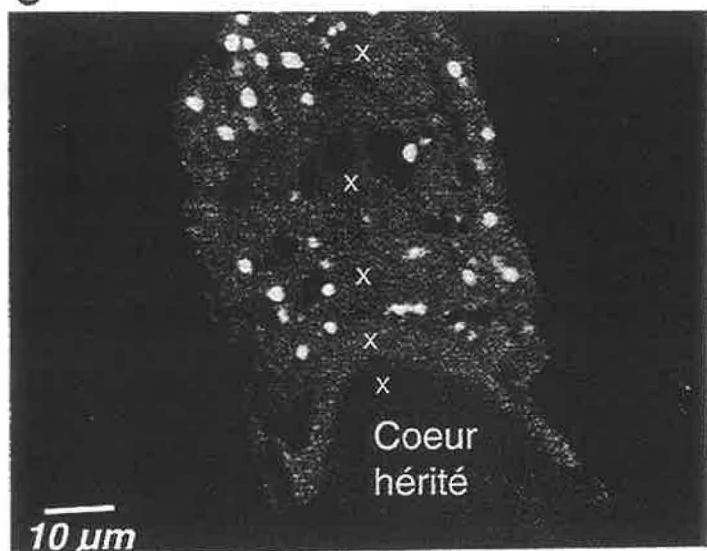
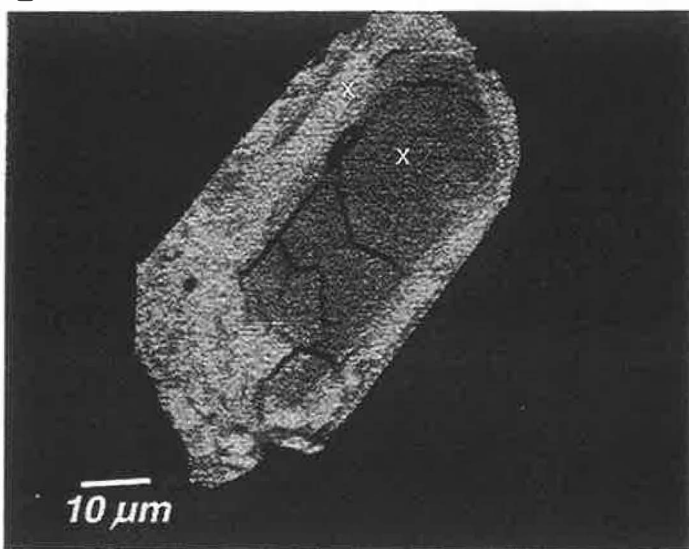
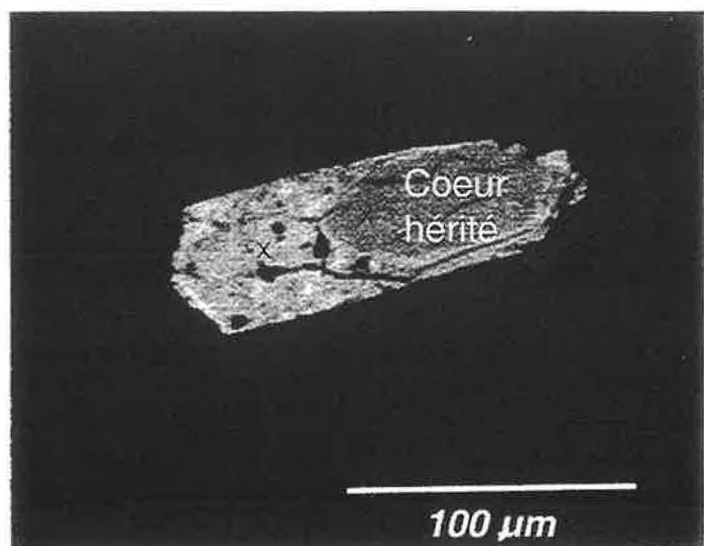
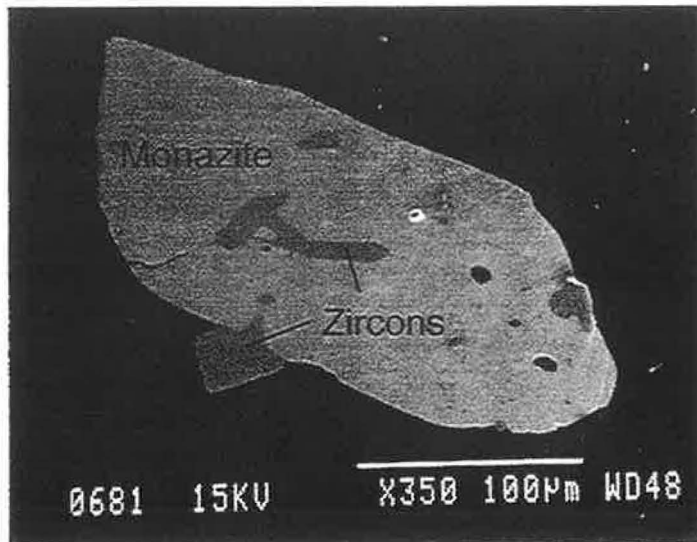
Photo C: Zircon du faciès Palmital (MD07) montrant un coeur hérité ($Zr/Hf = 54.8$) et une surcroissance ($Zr/Hf = 24.6$) riches en oxydes d'U (points blancs sur l'image; jusqu'à 55% de UO_2). Les croix indiquent la position des analyses (coeur vers la bordure) de la figure IV-1-18. Image retrodiffusée au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photo D: Zircon du faciès Palmital (MD07) montrant un coeur hérité ($Zr/Hf = 43.5$) et une surcroissance magmatique ($Zr/Hf = 21.5$). Les croix indiquent la position des points analysés. Image retrodiffusée au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photo E: Zircon du faciès Palmital montrant un coeur hérité ($Zr/Hf = 51$) et une surcroissance magmatique ($Zr/Hf = 16.8$). Les croix indiquent la position des points analysés. Image retrodiffusée au microscopique électronique à balayage (MEB).

Photo F: Cristal de monazite avec des inclusions de zircon dans les leucogranites du faciès Palmital de la suite Urucum (MD07). Image retrodiffusée au microscopique électronique à balayage (MEB).

Planche 11

A**B****C****D****E****F**

IV-2 / Géochimie

IV-2.1 / Caractérisation des leucogranites de la suite Urucum

Les granitoïdes de la suite Urucum se placent préférentiellement dans les domaines des adamellites et des granites dans le diagramme Q - P de La Roche (1964) modifié par Debon & Le Fort (1983) (figure IV-2-1). La distribution des échantillons se rapproche de la suite calco-alcaline indiquée par ces auteurs. Ces granites représentent une association leucocrate avec différentes proportions de muscovite et de biotite ($Mu > Bi$ ou $Bi > Mu$) (figure IV-2-2, Debon & Le Fort, 1983).

La gamme de variation du rapport molaire A/CNK (indice de saturation en alumine, Shand, 1927) est comprise entre 0.98 et 1.38 (moyenne = 1.13) (figure IV-2-3), ce qui rapproche ces roches des granites crustaux du type "S" de la classification de Chappell & White (1974). Le caractère péralumineux des granitoïdes de la suite Urucum s'exprime par la présence de la muscovite, du grenat et de la tourmaline, ainsi que par la présence permanente du corindon normative (jusqu'à 4.7%).

IV-2.2 / Comportement des éléments majeurs dans les différents faciès

Malgré le comportement assez particulier de certains échantillons et des superpositions compositionnelles importantes surtout entre le faciès Urucum et le faciès Palmital, nous avons retrouvé globalement dans l'étude géochimique les différents faciès identifiés lors de l'étude pétrographique. Nous avons utilisé comme indice de différenciation la somme $Fe_2O_3^T + MgO + MnO + TiO_2$ (FMMT) qui discrimine bien les différents faciès pétrographiques.

Globalement, nous observons une diminution du FMMT accompagnée d'une augmentation de SiO_2 au cours de la différenciation (figure IV-2-4A et B). Ce comportement est lié essentiellement au fractionnement de la biotite, de la tourmaline et du grenat. Le rapport MgO/TiO_2 varie entre 2.14 et 5.33. Il est plus élevé que ceux des granitoïdes de la suite Galiléa et il augmente dans les granites pegmatitiques (moyenne ~ 5.17). Ce rapport atteste du caractère crustal de ces granites; en effet ce type de granite a un rapport généralement voisin de 3 (Bilal & Fontelles, 1991).

L'échantillon MD29 (faciès Palmital) (figure IV-2-4A) montre des teneurs relativement élevées en SiO_2 (73%) malgré sa teneur significative en MgO (0.75%) et des teneurs en Na_2O faibles (1.88%). Ce comportement indique probablement un processus de greisenisation de cette roche. Cette échantillon a été exclu de nos raisonnements.

Les échantillons MD07.2 (faciès Palmital) et CP05A (faciès à tourmaline) se distinguent par des teneurs relativement plus faibles en SiO_2 . Le MD07.2 est relativement riche en Al_2O_3 , CaO et Na_2O . Il est riche en muscovite, feldspath et grenat (jusqu'à 10% de grossulaire) et assez déformé (protomylonite). L'échantillon CP05A est caractérisé par la présence assez importante de tourmaline. Les échantillons du faciès pegmatitique (MD05A et MD05C) s'écartent de la suite évolutive formée par les autres faciès en raison de leur extrême pauvreté en biotite représentée par une chute brusque du TiO_2 et du $Fe_2O_3^T$ (figure IV-2-4A et B).

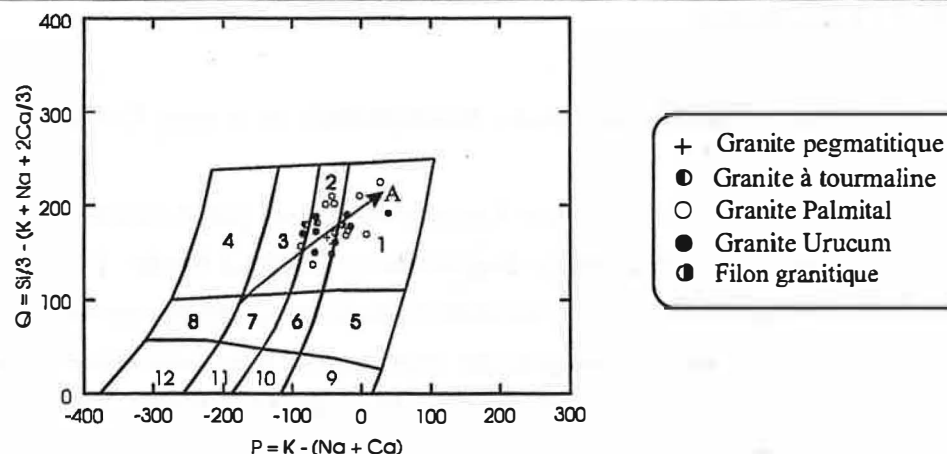


Figure IV-2-1: Diagramme Q versus P de classification chimique de Debon & Le Fort (1983) pour les granitoïdes de la suite Urucum. 1- granite, 2- adamellite, 3- granodiorite, 4- tonalite, 5- quartz syénite, 6- quartz monzonite, 7- quartz monzodiorite, 8- quartz diorite, 9- syénite, 10- monzonite, 11- monzogabbro, 12- gabbro à olivine. A - Trend calco-alcalin.

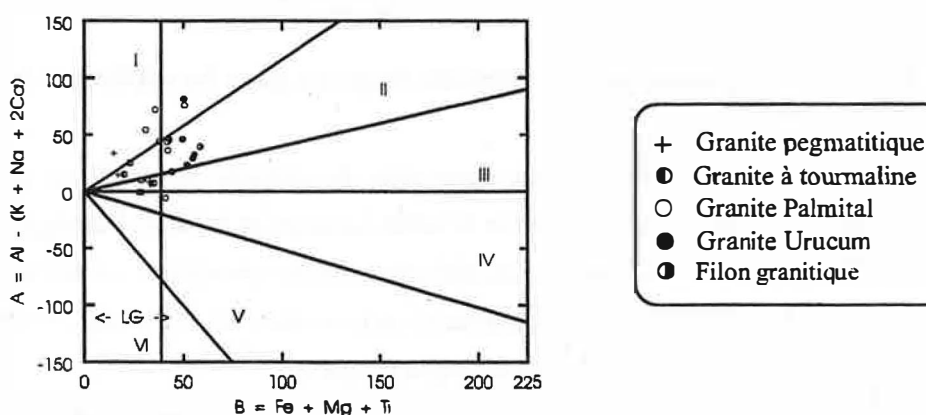


Figure IV-2-2: Position des différents faciès de la suite Urucum dans le diagramme A-B de Debon & Le Fort (1983). I- roches peralumineuses à deux micas (musc>biot); II- roches peralumineuses (biot>musc); III- roches peralumineuses à biotites; IV- roches métalumineuses à biotite ± amphibole ± orthopyroxène ± clinopyroxène; V- roches métalumineuses à clinopyroxène ± amphibole ± biotite; VI- roches exceptionnelles (carbonatites, etc); LG- Leucogranites.

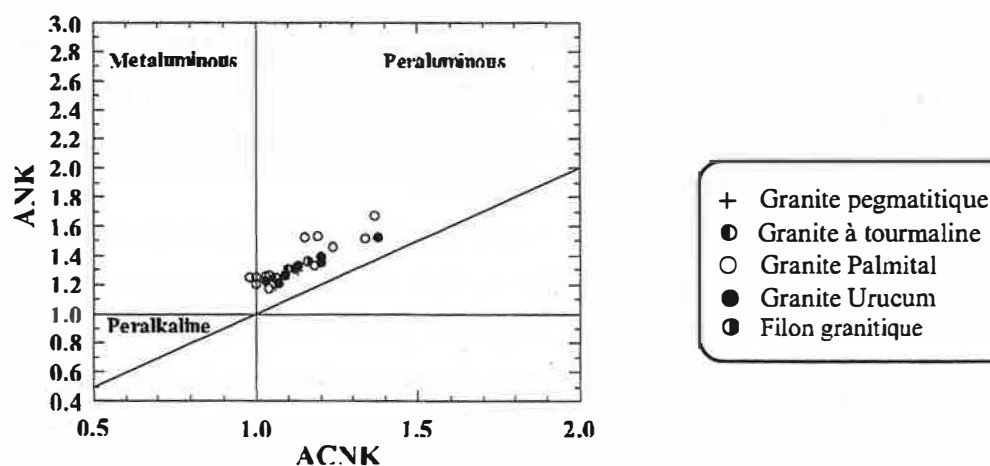


Figure IV-2-3: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme A/CNK versus A/NK en moles (indice de saturation en alumine de Shand, 1927).

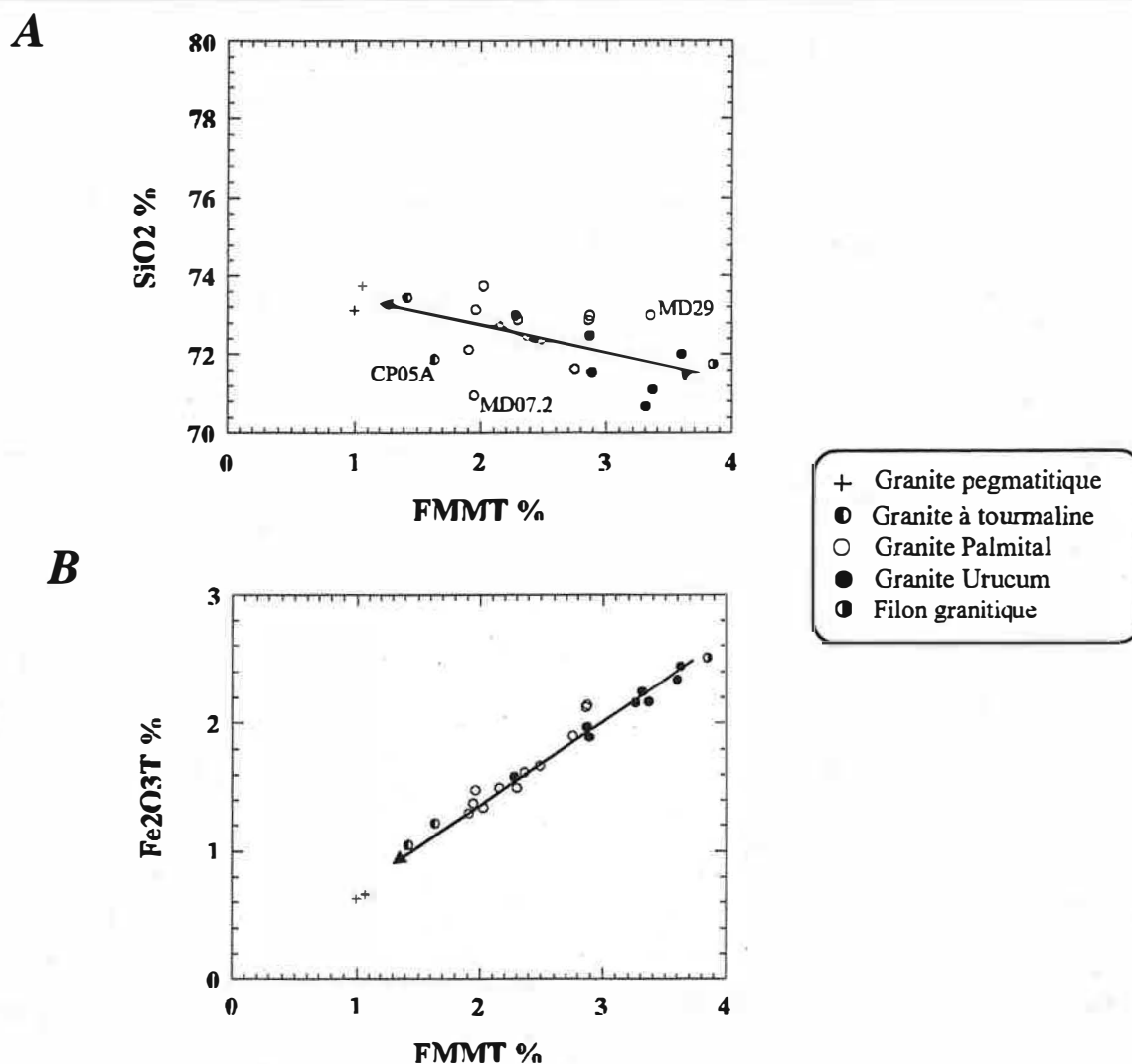


Figure IV-2-4: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes SiO₂ (A) et Fe₂O₃T (B) en fonction de la somme FMMT (indice de différenciation).

L'échantillon MD41B représente le filon de granite fin observé dans l'affleurement MD41 du faciès Urucum. Cet échantillon se distingue par les teneurs les plus importantes en MgO, TiO₂ et Fe₂O₃^T, soulignant ainsi sa richesse en biotite.

En analysant l'évolution du CaO en fonction des éléments peu mobiles Al₂O₃ et de la somme (FMMT) (diagramme ternaire de la figure IV-2-5A) on observe qu'une grande partie des échantillons du faciès Palmital s'écarte de l'évolution globale en raison de la richesse en plagioclase (MD07.1, MD07.2, MD19, MD47, MD59, MD60, MD79). Ces échantillons sont parallèlement riches en Sr et pauvres en P₂O₅ (inférieur à 0.16%) (figure IV-2-5B) et MnO. Ce sont des échantillons en grande partie déformées, avec des phénomènes de microclinisation, et riches en myrmékites. Ils appartiennent aux plutons qui sont proches ou même intrusifs dans les granitoïdes de la suite Galiléa.

On observe dans l'ensemble une augmentation du rapport MnO/(MnO+Fe₂O₃^T) des granites Urucum jusqu'aux granites pegmatitiques (figure IV-2-5C). Ceci explique la cristallisation plus

significative du grenat dans les faciès les plus évolués (faciès à tourmaline et faciès pegmatitique)

Les teneurs en alcalins des leucogranites de la suite Urucum montrent des répartitions très dispersées. Ceci est dû surtout à la cristallisation tardive et hétérogène (à l'échelle de la suite) des mégafeldspaths potassiques (principalement dans le faciès Urucum). Cependant, nous pouvons observer un enrichissement en Al_2O_3 et en alcalins du faciès Urucum au faciès pegmatitique (figure IV-2-5A et D). Les leucogranites de la suite Urucum sont relativement plus riches en Na_2O que les granites du type "S" (Chappell & White, 1974) (figure IV-2-6) mais ils ont des teneurs en Na_2O comparables à celles des leucogranites de Manaslu de l'Himalaya (Vidal *et al.*, 1982 et 1984).

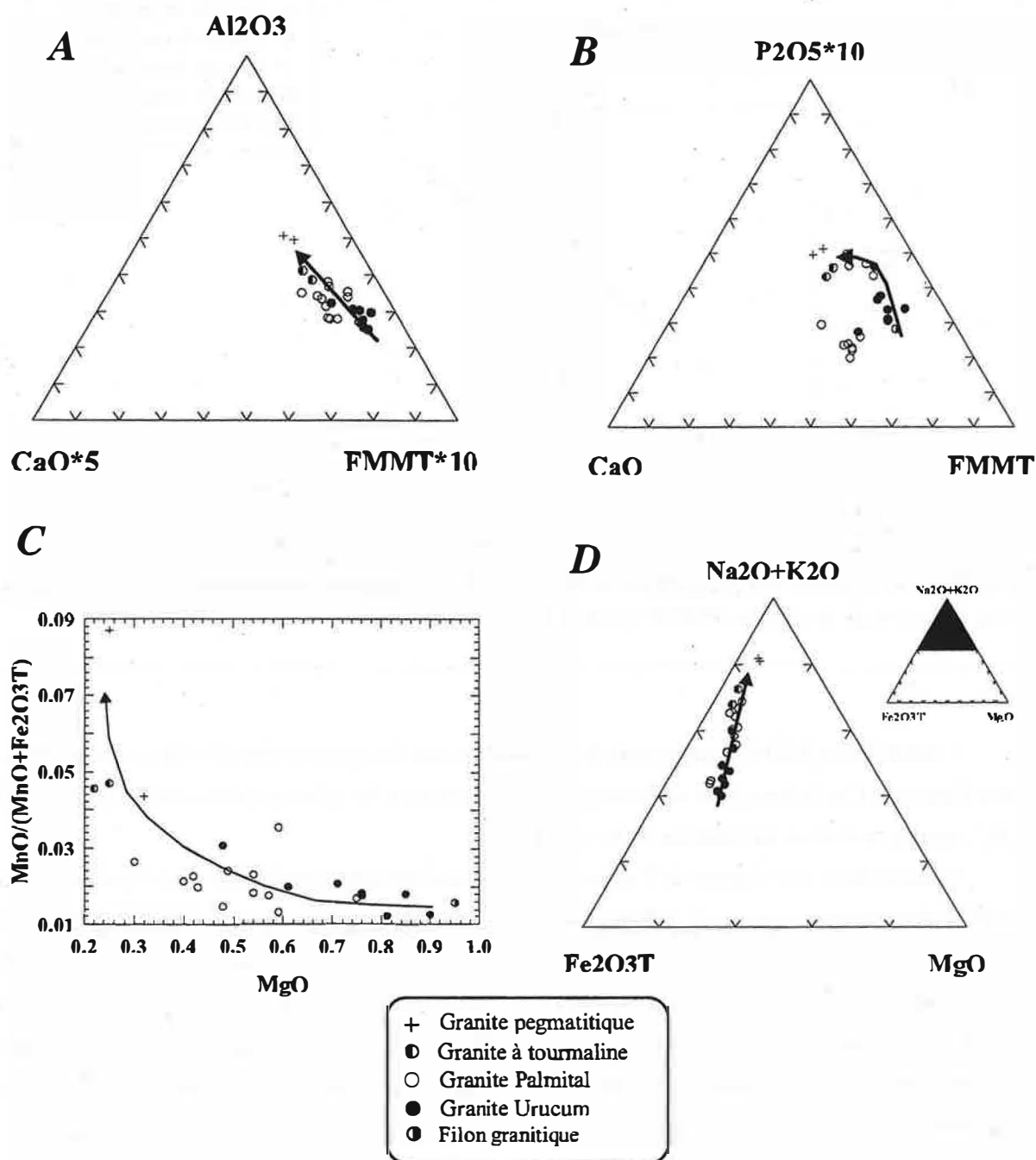


Figure IV-2-5: Diagrammes ternaires Al_2O_3 - CaO - FMMT (A), P_2O_5 - CaO - FMMT (B), $\text{MnO}/(\text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T})$ en fonction du MgO (C) et $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ - MgO (D) pour les granitoïdes de la suite Urucum.

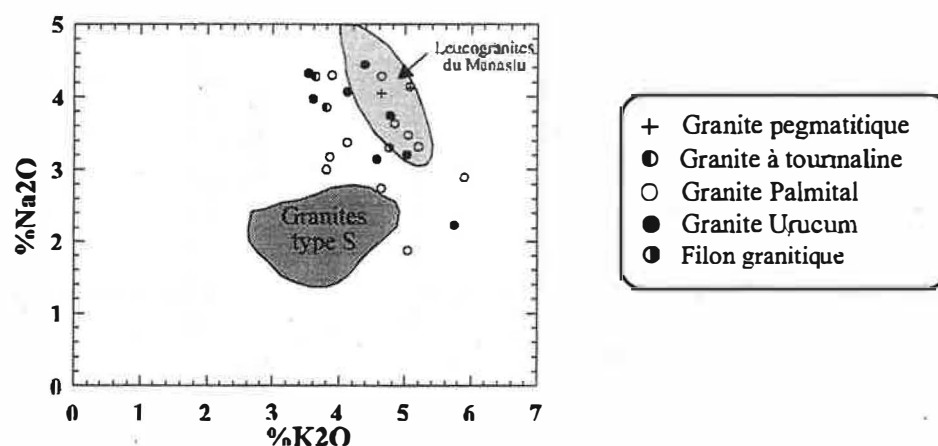


Figure IV-2-6: Comparaison dans un diagramme Na_2O en fonction du K_2O des granitoïdes de la suite Urucum avec les granites du type "S" (White & Chappell, 1983) et les leucogranites du Manaslu, Himalaya (Vidal *et al.*, 1982).

IV-2.3 / Comportement des éléments en traces dans les différents faciès

Les éléments de transition (Co, V, Zn, Ga, Ni et Cr) ont un comportement compatible et dessinent (figure IV-2-7) une suite allant du faciès Urucum au faciès pegmatitique en raison du fractionnement de la biotite, du grenat et de la tourmaline qui concentrent de façon importante ces éléments. Les granites à tourmaline sont un peu plus riches en Co, V, Ni et Cr en raison de la présence de la tourmaline qui concentre plus particulièrement ces éléments.

La cristallisation des mégafeldspaths potassiques provoque une dispersion des teneurs en Rb (121-262 ppm) et Ba (<500 ppm). Le fractionnement du plagioclase se traduit par l'augmentation du rapport Ba/Sr des granites Urucum jusqu'aux granites à tourmaline (figure IV-2-8) et puis ce rapport chute dans les granites pegmatitiques.

Les teneurs en Th montrent une diminution avec l'évolution (figure IV-2-9A) depuis le granite de Urucum jusqu'aux granites pegmatitiques. Certains échantillons des granites de Palmital (MD60, 22.6 ppm; MD59, 15.7 ppm; MD79, 14.1 ppm) et des granites Urucum (MD56, 20.5 ppm) en sont relativement plus riches, probablement en raison de leur richesse en monazite, et s'écartent de la suite principale. La valeur du rapport Th/U (0.30 et 4.33) est relativement faible par rapport à la valeur communément admise (3 à 5) pour les granites (Fourcade, 1981) mais elle est comparable à celle ($0.2 < \text{Th/U} < 8$) des leucogranites himalayens du Manaslu (Cuney *et al.*, 1984). Ce rapport Th/U est contrôlé par l'extraction de la monazite, en effet, le fractionnement de la monazite a été invoqué par Vidal *et al.* (1982) pour expliquer le faible rapport Th/U des leucogranites himalayens du Manaslu.

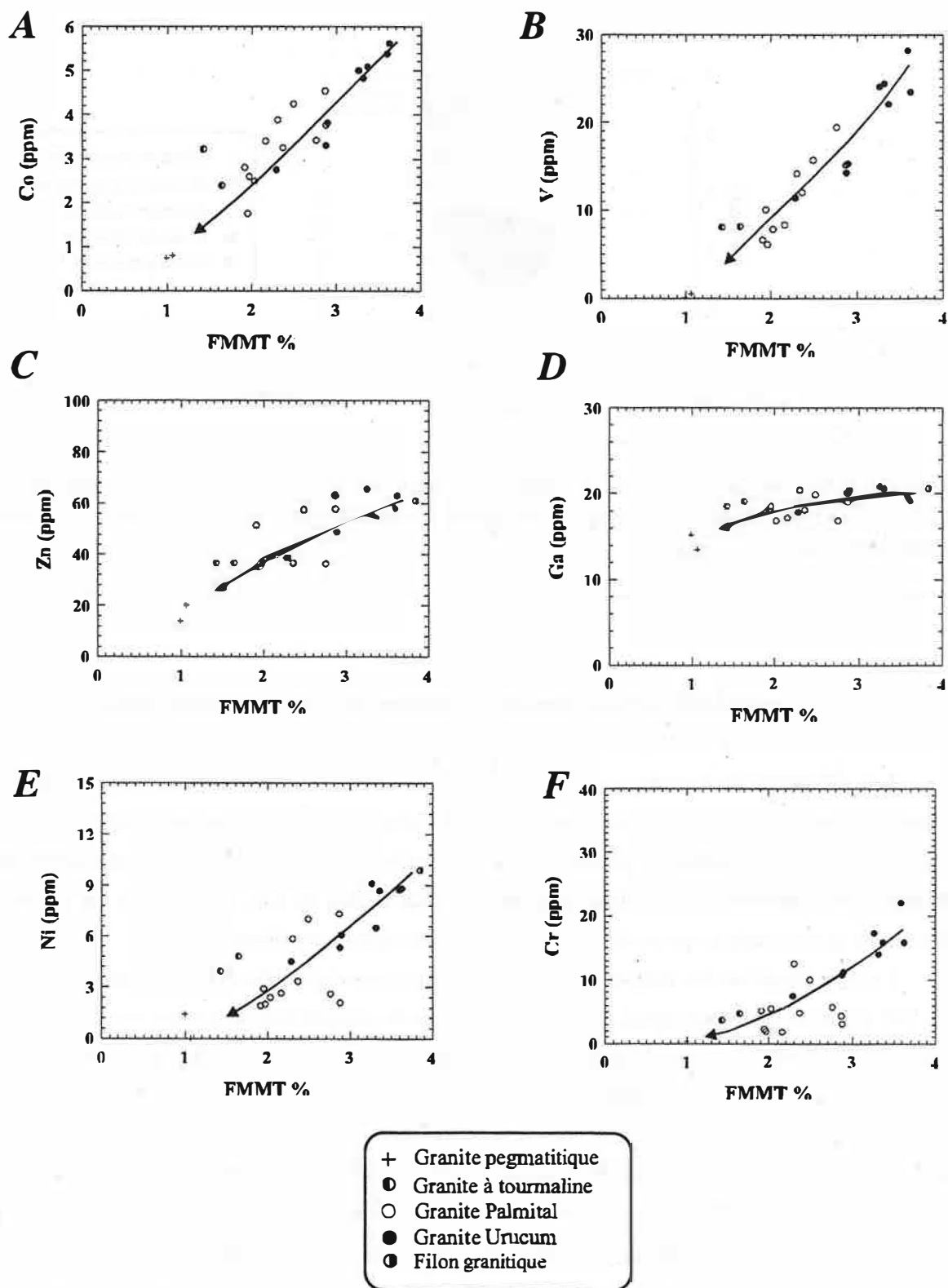


Figure IV-2-7: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans les diagrammes Co (A), V(B), Zn (C), Ga (D), Ni (E) et Cr (F) en fonction de la somme FMMT ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$).

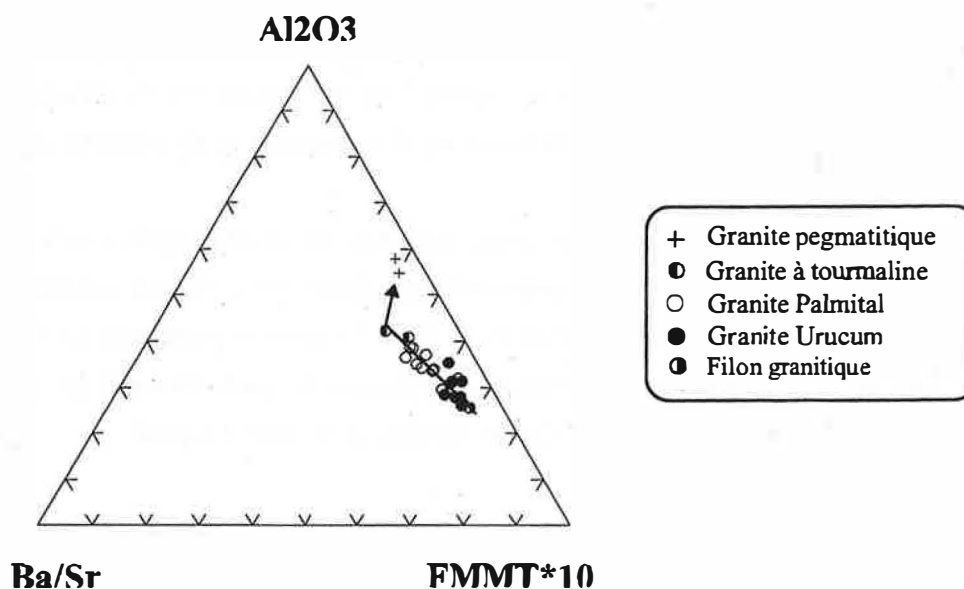


Figure IV-2-8: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme Al_2O_3 -Ba/Sr-FMMT*10 montrant l'importance du fractionnement du plagioclase.

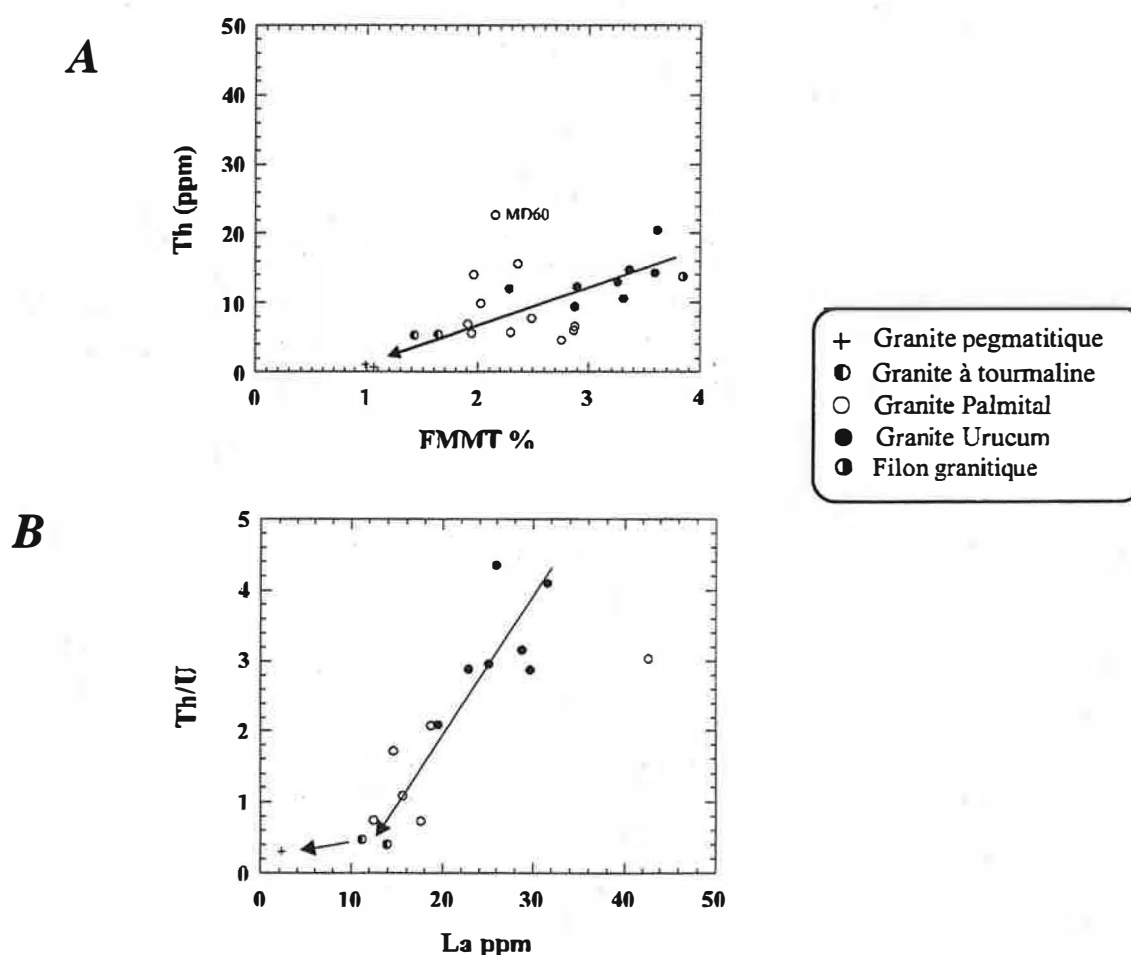


Figure IV-2-9: A) Diagramme Th en fonction du MgO montrant le caractère globalement compatible de cet élément; B) Diagramme Th/U en fonction du La montrant l'importance du rôle de la monazite dans le fractionnement du rapport Th/U dans les granitoïdes de la suite Urucum.

D'une façon générale, la solubilité du zirconium diminue avec la température et lorsque l'acidité et le caractère péralumineux des magmas augmentent (Watson, 1979; Harrison & Watson, 1983; Watson & Harrison, 1984). Les expériences de Watson (1979) montrent que plus le rapport $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ est faible, plus la teneur en Zr nécessaire pour saturer le liquide en zirconium est faible.

Les teneurs en Zr (143 à 26 ppm) ainsi que le rapport Zr/Hf (54 à 25) baissent depuis le granite Urucum jusqu'aux granites pegmatitiques (figure IV-2-10A). Les teneurs en Zr sont corrélées négativement avec celles en U (figure IV-2-10B). Le granite pegmatitique (le plus fractionné avec 25.7 ppm de Zr) s'écarte totalement de la suite principale, probablement en raison du comportement incompatible d'U dans cette partie de l'évolution de la suite Urucum.

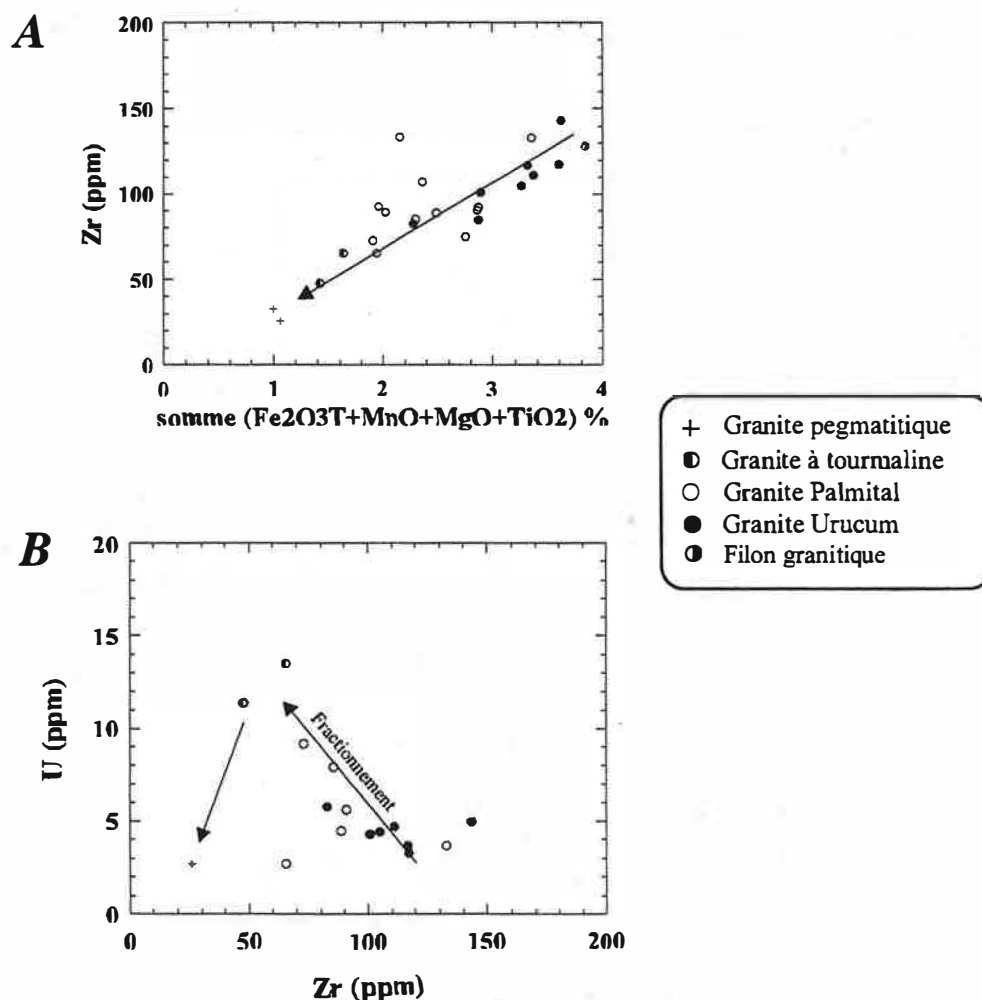


Figure IV-2-10: A) Diagramme Zr en fonction de la somme $\text{Fe}_2\text{O}_3^T + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (concentré surtout par la biotite); B) Diagramme U en fonction du Zr montrant le fractionnement du zircon.

Les teneurs en Y sont contrôlées par le zircon dans les faciès les moins évolués (granite Urucum et granite Palmital) et par le grenat dans les faciès très évolués (granite à tourmaline et granite pegmatitique) (figure IV-2-11).

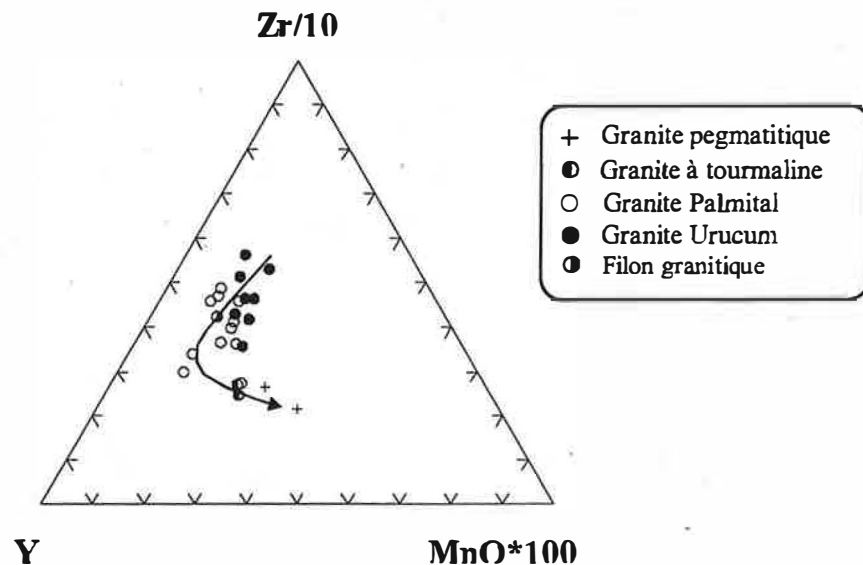


Figure IV-2-11: Diagramme ternaire Zr/10-Y-MnO*100 pour les granitoïdes de la suite Urucum montrant l'importance du fractionnement du zircon et du grenat.

Les terres rares (ETR) ont un comportement compatible (de 113 ppm à 17 ppm) au cours de l'évolution des granitoïdes de la suite Urucum (figure IV-2-12A et B) qui traduit le fractionnement de la monazite. La corrélation positive entre la somme des ETR et la somme ($\text{Fe}_2\text{O}_3^T + \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{MnO}$) montre que la distribution des ETR par le fractionnement de la monazite a été contrôlé par la biotite hôte (figure IV-2-12B) comme dans le cas des granites de Manaslu (Vidal *et al.*, 1982; Cuney *et al.*, 1984).

Les terres rares lourdes sont contrôlées par la cristallisation du zircon et du grenat (figure IV-2-13A). L'euprium est normalement contrôlé par les feldspaths, surtout par le plagioclase. Les anomalies négatives sont le résultat du fractionnement des feldspaths à partir des liquides. Le diagramme Eu/Eu^* en fonction du Sr (figure IV-2-13B) montre une corrélation positive entre ces éléments, ce qui confirme le rôle important du plagioclase dans la distribution de l'euprium. Le granites pegmatoïdes s'écartent de la suite en raison de leur rapport Eu/Eu^* élevé qui reflète leur richesse en feldspath.

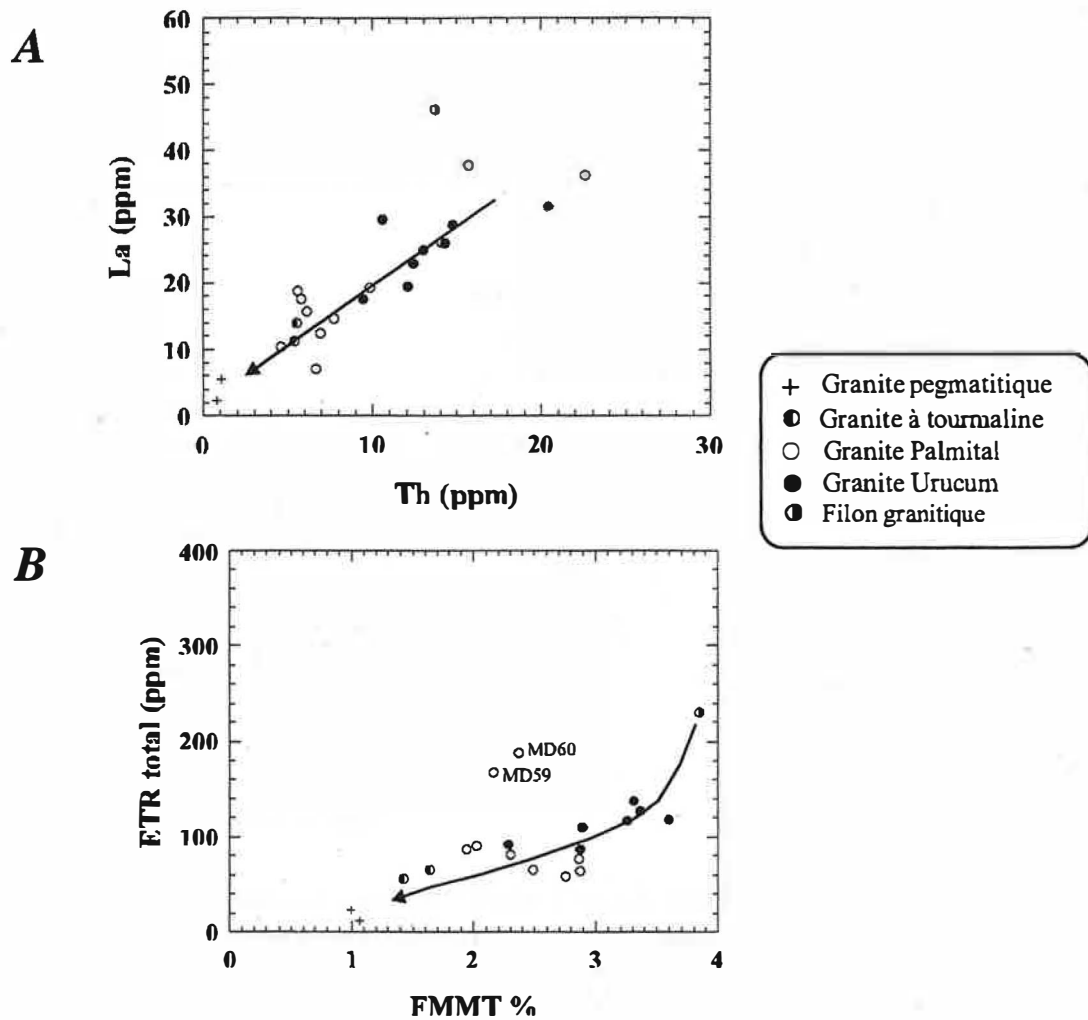


Figure IV-2-12: A) Diagramme La en fonction du Th montrant le contrôle de ces éléments par le fractionnement de la monazite dans les granitoïdes de la suite Urucum. B) Corrélation positive entre les ETR et la somme ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$) montrant le contrôle du fractionnement de la monazite par la biotite.

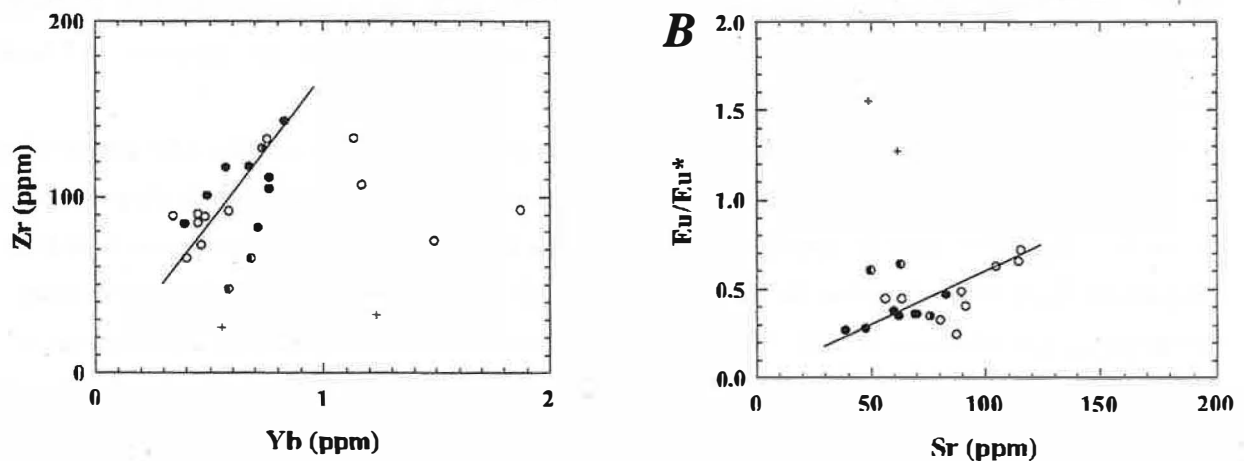


Figure IV-2-13: A) Diagramme Zr en fonction du Yb montrant l'importance du zircon pour le fractionnement du Yb; B) Corrélation Eu/Eu* en fonction du Sr caractérisant le contrôle de ces éléments par les feldspaths.

IV-2.5 / Spectres des éléments terres rares

En raison de la fiabilité de la méthode, nous avons choisi de ne représenter dans les spectres de la figure IV-2-14 que les échantillons analysés par Activation Neutronique (AN) (Annexe 05).

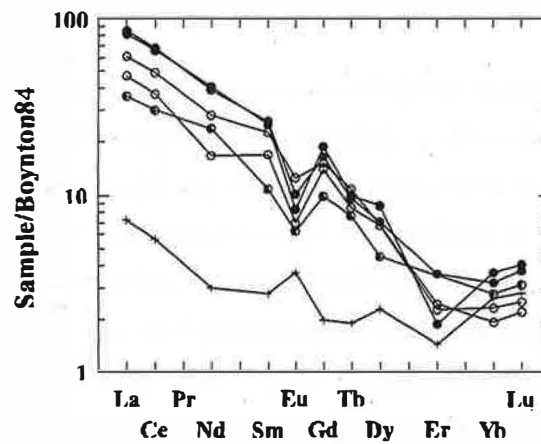
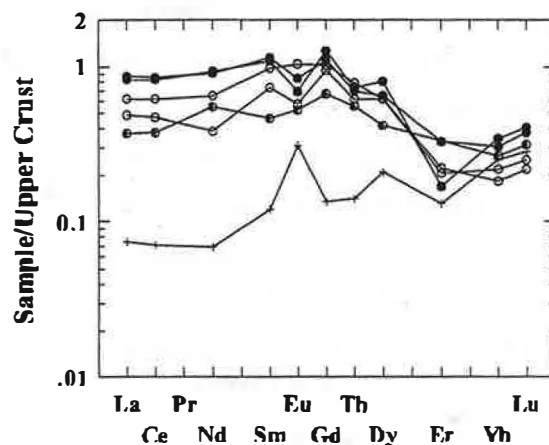
L'analyse des spectres de terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Boynton, 1984) (figure IV-2-14A) nous permet de confirmer le fractionnement des ETR depuis les granites du faciès Urucum jusqu'aux granites pegmatitiques. Ceci confirme le fractionnement de la monazite (ETR légères), du zircon et du grenat (ETR lourdes). Les granites Urucum s'individualisent par des spectres globalement plus enrichis, avec des teneurs relativement plus élevées en terres rares légères, intermédiaires et lourdes. On observe que le fractionnement des ETR lourdes (environ 5.1) dû au fractionnement du zircon et du grenat est plus accentué que celui des ETR légères (environ 3.2). Le fractionnement $(La/Yb)_N$ est 26.1 pour l'échantillon MD41A et 22.2 pour l'échantillon MD37. L'anomalie négative en europium (Eu/Eu^*) est entre 0.47 et 0.38 respectivement.

Les granites du faciès Palmital (MD07.2 et MD33) montrent des teneurs en ETR légères plus faibles que celles des granites du faciès Urucum. De la même façon que pour le faciès Urucum, le fractionnement en ETR lourdes est plus important que celui des ETR légères. Le fractionnement $(La/Yb)_N$ est parfois très accentué (p. ex: 31.6 pour l'échantillon MD07.2). L'anomalie négative en europium (Eu/Eu^*) est de 0.66 pour l'échantillon MD07.2 et de 0.45 pour l'échantillon MD33.

Le granite à tourmaline (CP05) montre un fractionnement en ETR lourdes moins significatif que celui des granites Urucum et Palmital, ce qui s'exprime par un fractionnement $(La/Yb)_N$ égal à 13. L'anomalie en europium est de 0.61.

Le spectre du granite pegmatitique reflète l'extrême pauvreté en ETR de ces roches (moyenne 17.39 ppm). Comparée avec les autres faciès, cette roche est très pauvre en ETR légères et intermédiaires. Par contre, les teneurs en ETR lourdes (Yb et Lu) sont comparables à ceux des autres faciès. Le spectre montre un faible enrichissement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($(La/Yb)_N=2.8$). Cette roche présente une anomalie positive en europium assez remarquable ($Eu/Eu^*=1.55$) en raison de l'enrichissement en feldspath potassique.

Dans les spectres des granitoïdes de la suite Urucum normalisés par rapport aux valeurs de la croûte supérieure (Taylor & McLennan, 1981) (figure IV-2-14B) nous pouvons remarquer que les granites Urucum ont des valeurs comparables à celles de la croûte pour les ETR légères et intermédiaires. Par contre, ces roches sont fractionnées dans le domaine des ETR lourdes. Le faciès Palmital et les granites à tourmaline montrent des spectres plus fractionnés pour les ETR légères (0.3 à 0.6 fois la croûte) et lourdes (0.2 à 0.3 fois). L'échantillon du granite à tourmaline ne montre pas d'anomalie en europium. Les granites pegmatitiques sont très fractionnés en ETR légères par rapport à la croûte (0.08 fois). Par contre, les valeurs pour les ETR lourdes (Yb et Lu) sont comparables à celles des autres faciès. Ces roches montrent toujours une anomalie positive importante en europium.

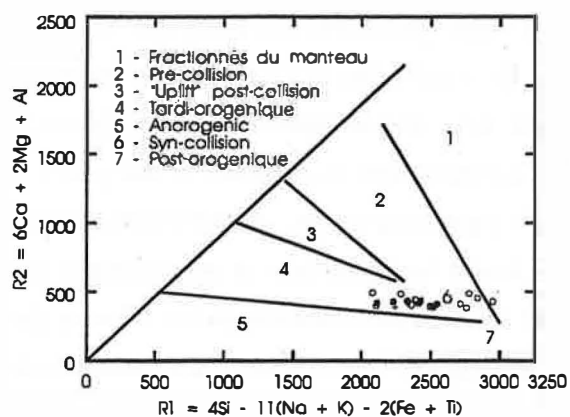
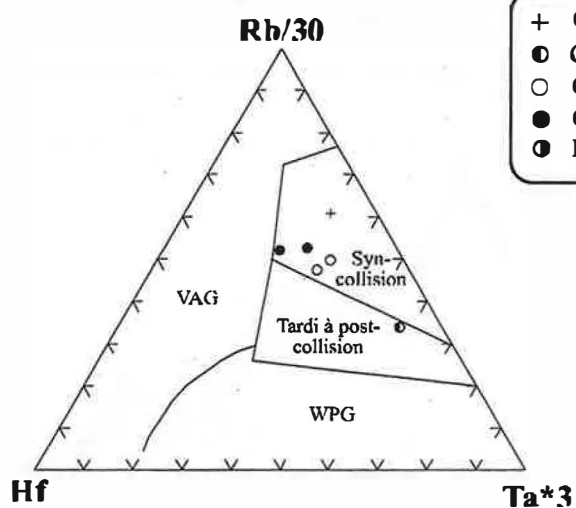
A**B**

- + Granite pegmatitique
- Granite à tourmaline
- Granite Palmital
- Granite Urucum
- Filon granitique

Figure IV-2-14: Spectres normalisés par rapport aux chondrites (Boynton, 1984) (A) et moyenne de la croûte continentale supérieure (B).

IV-2.6 / Cadre géodynamique

La composition des granitoïdes de la suite Urucum est comparable à celle des granites de syn-collision de Batchelor & Bowden (1985) (figure IV-2-15A). Cette observation est confirmée par le diagramme Rb/30-Hf-Ta*3 de Harris *et al.* (1986) (figure IV-2-15B) et aussi par le diagramme Y/44-Rb/100-Nb/16 de Thiéblemont & Cabanis (1990) (figure IV-2-15C) qui montrent clairement que les granitoïdes de la suite Urucum sont syn-collision. La teneur en Ta (dosée par activation neutronique) augmente du faciès Urucum au faciès à tourmaline, puis elle chute dans le granite pegmatitique (figure IV-2-15B). Ceci indique que pendant la cristallisation des granites pegmatitiques le Ta a eu un comportement incompatible. L'enrichissement en Ta des liquides pegmatitiques résiduels est confirmée par la cristallisation de niobio-tantalates dans les pegmatites à éléments rares de la région.

A**B**

- + Granite pegmatitique
- Granite à tourmaline
- Granite Palmital
- Granite Urucum
- Filon granitique

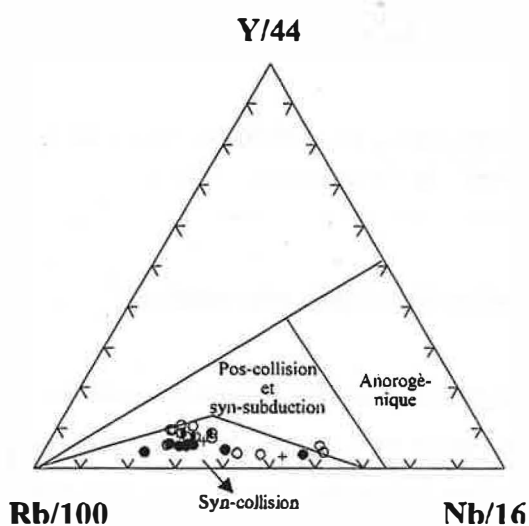
C

Figure IV-2-15: Position des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) (A), Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) (B) et Y/44-Rb/100-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis, 1990) (C).

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux ORG ("Oceanic ridge granites")(figure IV-2-16), le faciès Urucum, le faciès Palmital et le faciès à tourmaline ont des comportements semblables. Dans l'ensemble, ils montrent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE), c'est à dire K_2O , Rb et Ba. On observe des anomalies positives pour le Rb, le Th, le Nb et le Sm. Les valeurs relativement élevées en Rb sont typiques des granites de collision, ce qui implique normalement la présence d'une phase fluide importante (Pearce *et al.*, 1984). Ba, Ta, Hf, Zr et Yb sont marqués par des anomalies négatives. Malgré une déplétion plus important des éléments les moins incompatibles et une anomalie positive en Nb, ces faciès montrent des variations comparables avec un environnement de collision de plaques (Pearce *et al.*, 1984).

Les granites pegmatoïdes ont un comportement relativement distinct. On observe toujours les anomalies positives en Rb (richesse en feldspath) et Nb. Par contre, Ba, Th et Ta ont des valeurs proches à ceux des ORG. Les éléments Ce, Hf, Zr, Sm, Y et Yb sont relativement stables à environ 0.1 fois les valeurs des ORG.

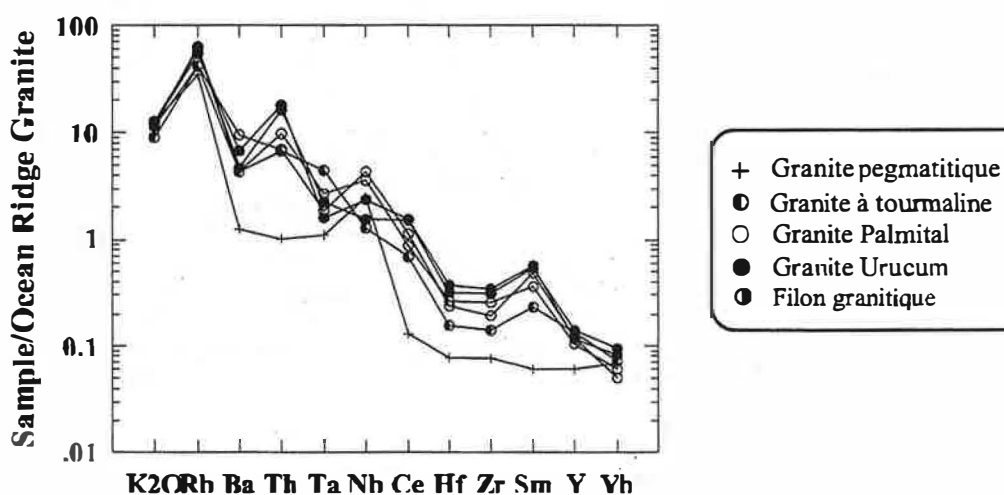


Figure IV-2-16: Arachnogramme des différents faciès de la suite Urucum normalisés par rapport aux ("Ocean ridge granites" de Pearce *et al.*, 1984)

IV-2.6 / Conclusion de l'étude géochimique

La suite Urucum est caractérisée par des granitoïdes pérallumineux qui se rapprochent, par rapport à l'indice de saturation en alumine, des granites du type "S" de Chappell & White (1974). Cependant, les leucogranites de la suite Urucum sont plus riches en Na_2O et plus pauvres en MgO et CaO que la moyenne des granites du type "S" (Chappell & White, 1992). Les granitoïdes de la suite Urucum ont des compositions comparables aux granites syn-collision.

Dans l'ensemble on a pu identifier une suite allant des granites Urucum (à mégacristaux de feldspath potassique) aux granites pegmatitiques en passant par les granites Palmital et par les granites

à tourmaline. D'une manière générale la cristallisation fractionnée semble bien expliquer une grande partie des variations observées dans les diagrammes de variation des éléments majeurs et traces des granitoïdes de la suite Urucum. Le comportement compatible du Mg, Ti, Fe, Ba, Zr, Th et REE indique un fractionnement important de la biotite, de la monazite (REE légers) et du zircon (REE lourdes). Par contre, les alcalis, Mn, P, Li, Ta et B ont un comportement essentiellement incompatible au cours de l'évolution.

La cristallisation de la tourmaline dans les stades les plus tardifs (faciès à tourmaline) semble aussi être compatible avec une cristallisation fractionnée produisant un enrichissement progressif en B du magma résiduel. Cependant, la cristallisation de la tourmaline en faible quantité, comme celle observée dans le faciès à tourmaline de la suite Urucum (normalement <1-2%), n'est pas capable d'appauvrir de manière significative le liquide résiduel en B (Pichavant, 1981). Ceci est confirmé par l'abondance de la tourmaline dans les pegmatites à éléments rares associés à ceux granites (Chapitre V).

Le modèle de "restite unmixing" est le résultat de la séparation progressive de restites à partir d'un liquide pendant l'extraction et la mise en place des magmas (= fusion + restite). Ce modèle est fréquemment utilisé pour expliquer les ensembles géochimiques de plusieurs suites granitiques, par exemple, celle de la ceinture de Lachlan, sud-est de l'Australie (Chappell & White, 1974; White & Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1987). La seule phase minérale candidate au statut de restite dans les granitoïdes de la suite Urucum semble être le cœur de certains zircons. En effet, la présence de cœurs hérités de zircons (voir étude typologique) et d'une mémoire isotopique héritée d'âge Protérozoïque inférieur (voir chapitre VI: Géochronologie) suggère la contribution d'un processus de "restite unmixing". En conclusion, le modèle de "restite unmixing" semble avoir un rôle très secondaire dans la différenciation des granitoïdes de la suite Urucum.

IV-3 / Conditions de cristallisation

Température

Les températures obtenues avec l'application du géothermomètre proposé par Watson & Harrison (1983 et 1984) varient entre 660°C et 800°C (tableau IV-3-1, figure IV-3-1). On doit remarquer la diminution des températures moyennes de saturation en Zr des granite de Urucum (758°C) jusqu'aux granites pegmatitiques (661°C).

Tableau IV-3-1: Estimation de la température de saturation en Zr pour les différents faciès de la suite Urucum. Noter l'enrichissement en SiO₂ des faciès plus pauvres en Zr.

Faciès: (n° de éch.)	Granite Urucum (8)	Granite Palmital (14)	Granite tourmaline (2)	à Granite pegmatitique (2)
SiO ₂ (%)	71.8	72.79	72.68	73.44
(teneurs moyennes)				
Zr (ppm)	108	89	56	29
(teneurs moyennes)				
T°C moyenne	758	741	707	661
(d'après Watson & Harrison, 1983)				

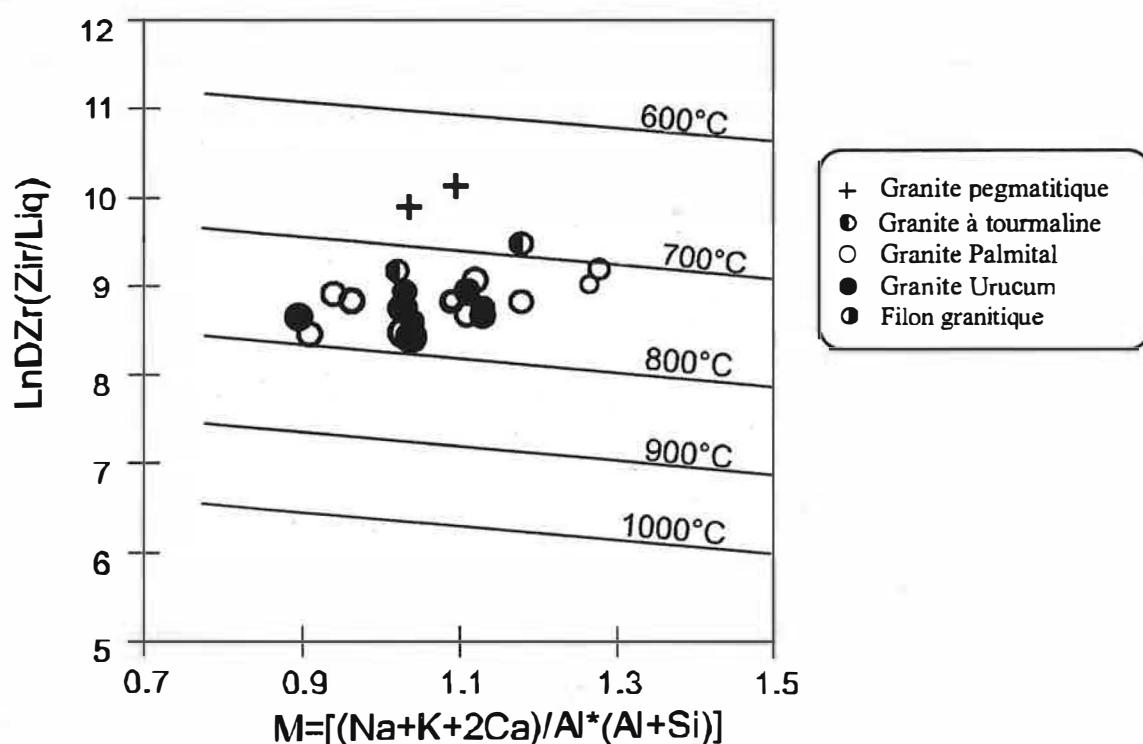


Figure IV-3-1: Estimation de la température de cristallisation des granitoïdes de la suite Urucum sur la base de la saturation en Zr (Watson & Harrison, 1983).

Montel (1986 et 1993) a défini, sur la base des résultats expérimentaux, un géothermomètre basé sur le contenu des terres rares légères dans les granites et dans la monazite dont l'expression est:

$$\text{Ln(ETRt)} = 9.5 + 2.34D + 0.3879(\text{H}_2\text{O})^{1/2} - 13318/T$$

où ETRt = (somme La-Gd/Mass. at.)/0.83 (Eu exclu du calcul); 0.83 est la fraction molaire moyenne des phosphates de terres rares de 35 monazites de gneiss et granites péralumineux; $D = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / \text{Al}(\text{Al} + \text{Si})$ (en proportions cationiques); H_2O en % de poids et T en °K. A l'exception des granites pegmatoïdes, cristallisés entre ~600-650°C, les autres échantillons suggèrent des températures de cristallisation essentiellement entre 700-800°C (figure IV-3-2), donc compatible avec celles de la saturation en Zr.

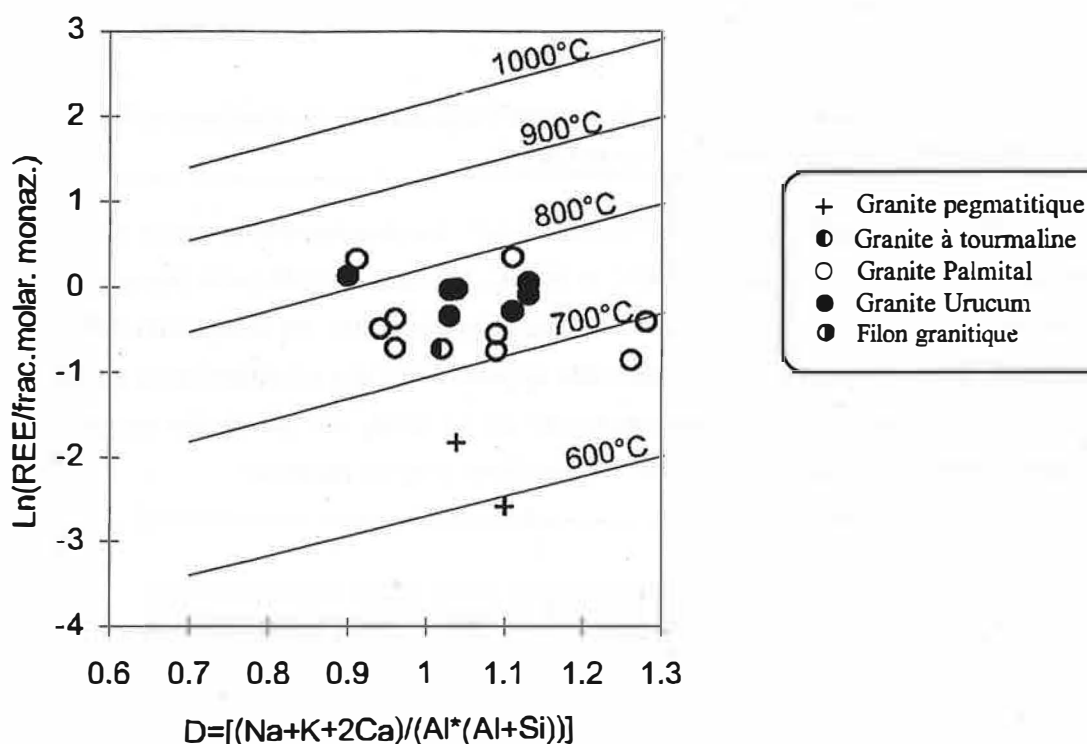


Figure IV-3-2: Estimation de la température de cristallisation de granitoïdes de la suite Urucum basée sur les teneurs en éléments terres rares (Montel, 1986).

L'application du géothermomètre basé sur la saturation du phosphore (Harrison & Watson, 1984) suggèrent des températures assez élevées, lorsque comparées avec les autres géothermomètres (figure IV-3-3).

Les résultats expérimentaux obtenus par Monier & Robert (1986) à partir des études des substitutions phengitiques et biotitiques dans la muscovite en équilibre avec la biotite permettent la proposition d'un géothermomètre biotite-muscovite. Ces auteurs ont utilisé le diagramme triangulaire (M^{2+} -Si-Al) dans lequel ont été définis des isothermes.

L'évolution des compositions des muscovites des granites étudiés se fait principalement par

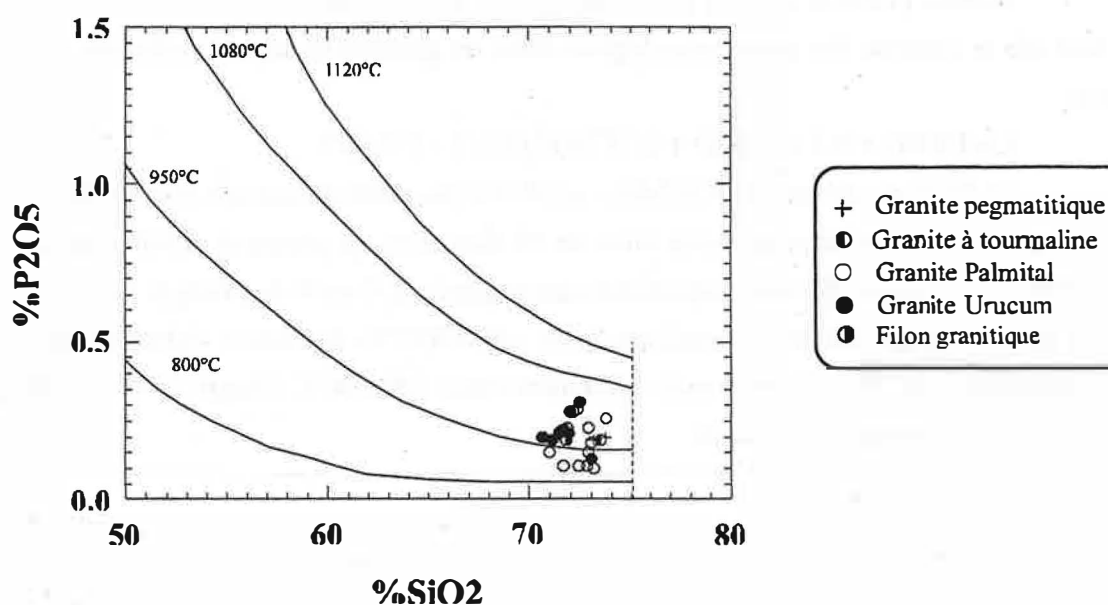


Figure IV-3-3: Position des granites de la suite Urucum dans le diagramme P_2O_5 en fonction du SiO_2 . Isothermes de Harrison & Watson (1984).

la substitution phengitique Al^{IV} , $Al^{VI} = (M^{2+})^{VI}, Si^{IV}$. La plus importante partie des muscovites étudiées se place entre les isothermes de 500°C et 600°C. Les biotites indiquent des températures maximales (tout le fer sous la forme Fe^{2+}) de cristallisation situées entre les isothermes 700°C et 800°C (figure IV-3-4). Il faut souligner le caractère très approximatif des résultats basés sur ce géothermomètre car les évidences pétrographiques montrent qu'au moins une partie des muscovites est formée au dépens des biotites, donc en dehors de l'équilibre avec ce minéral.

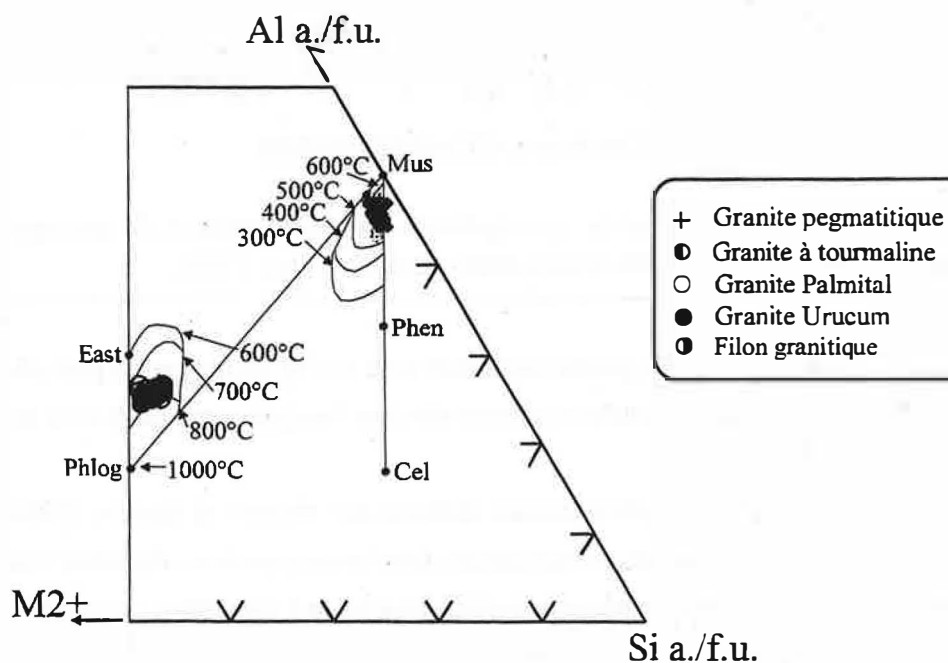


Figure IV-3-4: Application du géothermomètre proposé par Monier & Robert (1986) pour les biotites et muscovites de la suite Urucum. ($M^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$)

En résumé, à partir des données discutées, il semble raisonnable de considérer que les faciès Urucum et le faciès Palmital ont cristallisé à environ 700-750°C. La cristallisation de ces faciès a été suivie par la cristallisation des granites à tourmaline à environ 650-700°C et par les granites pegmatoïdes à environ 600-650°C.

Pression

Si l'on considère qu'au moins une partie des muscovites des granitoïdes Urucum est primaire et a cristallisé à partir d'un excès en alumine du magma, nous pouvons suggérer des pressions supérieures à 4 kbar pour la cristallisation des granites de la suite Urucum à partir d'un liquide riche en eau (>8 %) (Chatterjee & Johannes, 1974; Burnham, 1967).

La présence de grenats riches en spessartine dans les granitoïdes Urucum semble compatible avec des pressions d'environ 4-5 kbar (12-15 km de profondeur), car ce type de grenat (spessartine 20-25%) peut cristalliser en équilibre avec un liquide granitique à des pressions relativement faibles, parfois inférieures à 3 kbar (Green, 1977).

Fugacité d'oxygène

En l'absence du dosage du Fe^{3+} , les valeurs $X_{\text{Fe}} (\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}))$ des biotites représentent des valeurs maximales. L'estimation de la fugacité d'oxygène n'est possible que par comparaison avec des magmas présentant des affinités avec les granites de la suite Urucum. Les granites à deux micas, péralumineux, sont généralement interprétés comme le résultat de la fusion de sources crustales. Bien que l'on n'ait pas identifié l'ilménite dans les granitoïdes de la suite Urucum, leurs caractéristiques minéralogiques et chimiques permettent de considérer que ces granites appartiennent à l'"ilménite-série" de Ishihara (1977). La limite fixée par cet auteur entre les séries à ilménite et les séries à magnétite est représentée par le tampon Ni-NiO. Pour estimer la fugacité d'oxygène dans les granitoïdes Urucum on a placé une ligne sur la courbe du tampon Ni-NiO et délimité par les X_{Fe} maximum et minimum des biotites.

Les X_{Fe} des biotites des différents faciès des granites de la suite Urucum sont compris entre 0.61 et 0.73. Les fugacités obtenues se placent entre 10^{-16} et 10^{-17} pour des températures entre 685 et 735°C (figure IV-3-5). Ces températures sont comparables à celles obtenues avec la saturation en Zr.

La saturation en eau du magma

En assumant que la plus grande partie des muscovites des granitoïdes de la suite Urucum est primaire il nous semble raisonnable d'estimer un minimum d'environ 7% d'eau pour précipiter ce minéral (Burnham, 1967; Wyllie, 1977). En effet, les granites à muscovite cristallisent sous des conditions de fugacité d'eau plus élevées que celles des granites à cordiérite fréquemment associés (P. ex.: dans la ceinture Lachlan de l'Australie; Chappell & White, 1992).

La présence de mégacristaux de feldspath potassique dans ces faciès peut être expliqué par la sous-saturation en eau dans un système avec grande quantité de liquides (Fenn, 1977 et Swanson, 1977). Whitney (1975 et 1988) a suggéré, à partir de résultats expérimentaux, que le feldspath

potassique cristallise plus tôt et dans un plus large intervalle de température dans les systèmes sous-saturés ($100 < \Delta T < 300^\circ\text{C}$) que dans les systèmes saturés en eau ($\Delta T < 100^\circ\text{C}$). Ceci nous suggère que pendant les stades tardifs de cristallisation du faciès Urucum les teneurs en eau étaient inférieures à 5% car cette valeur représente l'intersection de la courbe de saturation en eau et de la courbe d'apparition du feldspath potassique.

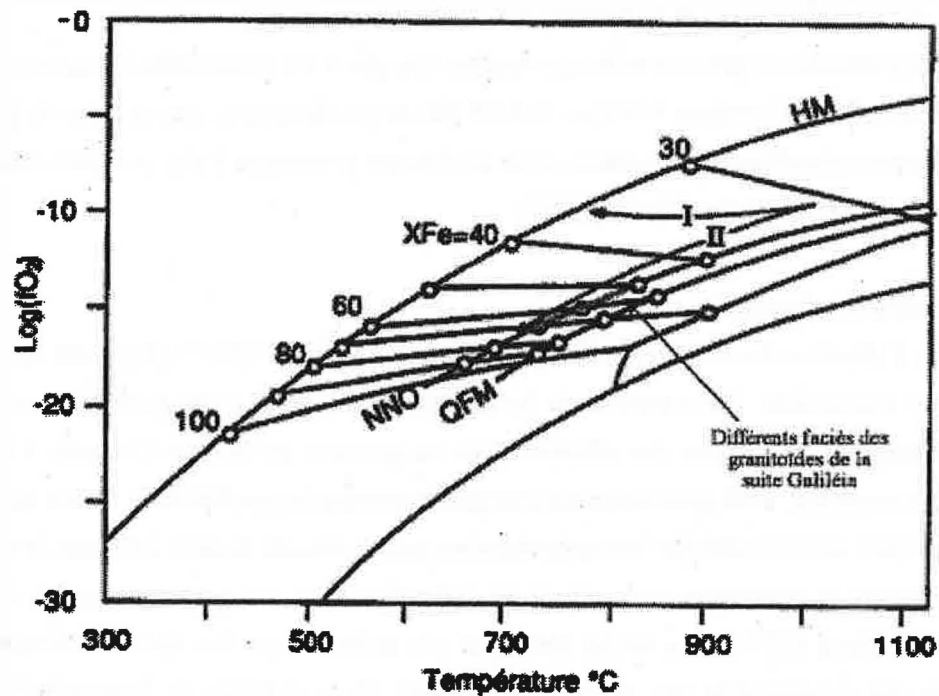


Figure IV-3-5: Estimation de la fugacité d'oxygène à partir du rapport XFe des biotites de la suite Urucum en assumant le tampon NNO.

IV-4 / Conclusion générale de l'étude des granitoïdes de la suite Urucum

Les leucogranites de la suite Urucum sont constitués par quatre faciès principaux: le faciès Urucum (à mégafeldspath potassique), le faciès Palmital (à grain moyen à grossier), le faciès à tourmaline et le granites pegmatitiques. Les variations des proportions modales et la composition chimique des biotites, muscovites, monazites, grenats et tourmaline suggèrent une évolution depuis le faciès Urucum jusqu'au faciès pegmatitique. L'étude des zircons indique une typologie caractéristique des granites crustaux et aussi la présence de coeurs hérités.

Malgré une importante dispersion des teneurs de certains éléments (surtout des alcalis, en raison de la cristallisation des mégafeldspaths) la composition chimique des granitoïdes Urucum définit une suite allant des granites du faciès Urucum aux granites pegmatitiques. Le faciès Palmital montre un comportement assez particulier par rapport aux autres faciès. Les granites de ce faciès sont plus riches en CaO et Sr et plus pauvres en MnO et P_2O_5 .

Le comportement compatible de certains éléments chimiques montre clairement le rôle fondamental du fractionnement de la biotite, de la monazite et du zircon dans l'évolution de ces granitoïdes. En revanche, d'autres éléments tels que le Mn, le P, le Ta, le U et le B semblent montrer un enrichissement vers les termes le plus évolués.

Ces granitoïdes sont péralumineux et montrent des caractéristiques chimiques de granites de syn-collision de plaques, cristallisés à des températures variant de 750°C (faciès Urucum et Palmital) à 600°C (faciès pegmatitique) et sous des pressions minimales de l'ordre de 4 kbar dans un environnement riche en fluides. Ces conditions sont moins élevées que celles observées dans les granitoïdes Galiléia et doivent indiquer une profondeur de cristallisation plus faible, de l'ordre de 12 à 15 km.

Chapitre V

Les Pegmatites à

Éléments Rares

V-1 / Introduction

Ce chapitre a pour objectif la description de la minéralogie et de la structure interne des pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena à partir de nos études de terrain et des données publiées dans la littérature. Parallèlement, nous allons discuter les résultats de quelques analyses minéralogiques effectuées dans certaines pegmatites (mica, tourmaline, grenat et feldspath). Finalement, ces études préliminaires conduiront à discuter certains aspects fondamentaux de la genèse des pegmatites de la région, en particulier leur affiliation et les conditions physiques de leur mise en place.

Il faut souligner que la grande quantité d'intrusions pegmatitiques (centaines de corps) associée à la diversité, complexité structurale et minéralogique de ce champ pegmatitique demandent des travaux de détail qui dépassent les objectifs de ce mémoire.

V-2- Brève description de certains corps pegmatitiques de la région

V-2.1 / Considérations générales

La majeure partie des pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena, en particulier les plus riches en éléments rares (Cs, Li, Ta, Sn, etc), est encaissée dans les micaschistes de la formation São Tomé selon la direction générale de la schistosité (NW). Deux familles principales ont été identifiées (Chapitre II) et plusieurs corps de formes (plissés, boudinés et faillés) et de tailles différentes ont été observés. Localement, les pegmatites recoupent les granitoïdes de la suite Galiléia et les granites de la suite Urucum. Ces pegmatites sont relativement moins zonées et plus primitives que celles qui recoupent le micaschiste (Fanton *et al.*, 1978).

Les principales pegmatites exploitées, ou en exploitation, visitées (voir Annexe 09 et 10 pour la localisation des corps) pendant nos travaux de terrain sont:

La pegmatite du Jonas (MD13)

Elle se situe au sud-est de la ville de Conselheiro Pena. Cette pegmatite est représentée par une intrusion zonée, d'orientation sub-verticale (N10°W/80°SW) et d'épaisseur entre 8 et 12 mètres. Ce corps est intrusif dans le schiste São Tomé. A première vue, cette pegmatite est tabulaire, mais son observation interne et en profondeur suggère une forme en boudin.

La minéralogie principale est faite de feldspath, de quartz, de muscovite et de tourmaline noire dans le contact avec le schiste encaissant. Cette pegmatite est encore exploitée en raison de sa richesse en tourmalines colorées (rubellites, elbaïtes, etc) surtout au milieu des corps.

Au nord du corps principal (100 mètres) existe un deuxième corps pegmatitique (6-8 mètres d'épaisseur) sub-parallèle au premier, mais les travaux d'exploration n'y ont pas trouvé de minéraux gemmologiques.

Les pegmatites de la Serra do Urucum (MD52)

La région de la Serra do Urucum est marquée par le groupe de pegmatites le plus importante en

volume de la région. Cette zone est caractérisée par une énorme quantité de corps pegmatitiques intercalés avec des niveaux de schiste São Tomé et parfois en contact avec les granites Urucum.

L'affleurement le plus important a une direction N20°-30°W et se trouve au Nord-Est et Est de la Serra do Urucum. Les corps forment un groupe de pegmatites de 10 km de long et 500 m d'épaisseur. Les études cartographiques de ces pegmatites (Moura *et al.*, 1978a et b) montrent qu'ils contournent partiellement le pluton granitique de la Serra do Urucum. Les corps de grande taille ont des portions zonées.

La pegmatite du Tim (MD49)

Cette pegmatite zonée se situe à l'est de la ville de Galiléia. Elle est associée au groupe de pegmatites de la Serra do Urucum. Cette intrusion a une orientation proche à N35°E/sub-verticale. Sa forme est relativement complexe et très difficile à vérifier à cause de l'exploitation anarchique de la pegmatite. Elle semble se placer dans une zone de fracture du granite Urucum. La minéralogie principale est formée de quartz, de muscovite, de tourmaline noire et verte, de grenat, de spodumène, de cleavelandite et de phosphates (Cassedanne, 1986). L'intrusion de cette pegmatite a provoqué la tourmalinisation locale des granites encaissants.

La pegmatite du Ênio (MD51)

Elle se trouve au nord de la ville de Galiléia. Elle a une forme lenticulaire avec une épaisseur de 7 à 10 mètres et une longueur d'environ 40 mètres. Cette pegmatite a été mise en place parallèlement à la schistosité de la formation São Tomé (N60°W/72°NE). Elle est zonée et montre une minéralogie formée de quartz, de feldspath potassique, de muscovite et de tourmaline noire dans la zone de contact. Les minéraux accessoires principaux sont le béryl, la tourmaline vert et bleu (corps de substitution) et la columbite. Les corps de substitutions dans la pegmatite sont constitués de la cleavelandite et des muscovites tardives. Comme accessoire on trouve des carbonates (mangano-sidérite), des sulfures (pyrite, arsénopyrite et sphalérite) des phosphates primaires (triphilite, wölféite, ludlamite et montbrasite), lesquelles on donné soit par l'altération hydrothermale soit par l'intempérisme, la vivianite, la roschérite, la childrénite, l'éosphorite, etc.) (Correia Neves *et al.*, 1980 et Cassedanne & Cassedanne, 1981).

Les pegmatites Itatiaia (MD81)

Le groupe de pegmatites de cette région est intrusif surtout dans des schistes à biotite, mais aussi parfois dans des quartzites et des roches ultrabasiqes. Ils se placent, en grande partie, dans la direction N-NW. La minéralogie de cette pegmatite est marquée par la présence du lépidolite et des tourmalines colorées. La tourmalinisation de l'encaissant est assez prononcée.

La pegmatite Vala Grande (MD74)

Cette pegmatite se situe à environ 5 km au nord de la ville de Resplendor. Elle est intrusive dans les schistes de la formation São Tomé selon N70°-80°E/sub-vertical. Le corps a une largeur d'environ 30 mètres et une longueur supérieure à 300 mètres. Cette pegmatite montre une importante zonation. Sa minéralogie est représentée par la muscovite, le feldspath, le spodumène vert (hiddénite) et violet (kunzite), le quartz hyalin, la tourmaline noire, les tourmalines colorées (bleu, vert, rose) et le béryl bleu (prismatique) et rose (tabulaire et tardif). Plusieurs corps de substitution ont été exploités (pièces de collection et pierres précieuses).

Les pegmatites de la route Conselheiro Pena - Independência (MD05)

Plusieurs corps pegmatitiques ont été identifiés dans cette route. Ces corps sont parfois tabulaires, parfois boudinés et plissés (chapitre II). Leur épaisseur varie de 50 cm à 4-5 mètres. Ils sont encaissés dans le schiste de la formation São Tomé (MD06 et MD05) et, plus rarement, dans les granites de la suite Urucum (N05°W/87°NE; point MD07) et de la suite Galiléia (MD45). Ces pegmatites sont constituées principalement de quartz, de feldspath, de muscovite, de biotite (bordure), de grenat et parfois de béryl bleu. Ces corps ne sont pas exploités.

Les pegmatites du point MD05 sont encaissées dans des schistes à amphibole et biotite et elles sont associées aux granites pegmatitiques étudiés dans la suite Urucum.

La pegmatite de Sapucaia (Proberil) (MD83)

Cette pegmatite est encaissée parallèlement à la foliation du schiste São Tomé. Elle montre une forme grossièrement lenticulaire avec une orientation N-NW. De la même façon que la pegmatite du Ênio, cette pegmatite renferme une importante quantité de phosphates rares qui peuvent servir pour reconstruire soit l'histoire de l'altération hydrothermale soit l'histoire de l'intempérisme.

La pegmatite de Sapucaia do Norte (MD72)

Cette pegmatite orientée N30°W/75°SW est encaissée dans le schiste São Tomé. Elle a une épaisseur de 10 à 15 mètres.

La pegmatite du Paulo Vasconcelos (MD82)

Cette pegmatite est localisée sur la rive gauche du Rio Doce à l'est de la ville de Conselheiro Pena. Elle est représentée par un corps de 4-5 mètres d'épaisseur d'orientation NE. Les minéraux les plus communs sont le quartz, le feldspath, la muscovite, la tourmaline noire et le béryl bleu. Il y a aussi des tourmalines elbaïtiques et du béryl rose.

La pegmatite du Corrego São Pedro da Água Limpa (MD35)

Cette pegmatite a une orientation N40°W/28°SW et une épaisseur d'environ 10 mètres. Elle est encaissée dans le granite à mégafeldspath proche du contact avec les schistes São Tomé. Cette pegmatite est exploitée en raison de la présence du quartz rose (Mn en traces) en grande quantité.

V-2.2 / Structure interne et minéralogie

La structure interne des pegmatites du champ pegmatitique Conselheiro Pena-Galiléia peut être divisée en:

Zone de contact

Cette zone (5 à 30 cm) représente la partie la plus externe des corps et accompagne les irrégularités de la bordure de la pegmatite. La texture est assez fine. Les minéraux les plus fréquents sont la muscovite, le quartz, le feldspath, la tourmaline noire, le grenat et parfois la biotite. Ces minéraux sont souvent orientés perpendiculairement au contact avec l'encaissant, surtout les prismes de tourmaline et les livres des micas. Il faut remarquer que cette zone doit être la plus affectée par les échanges métasomatiques pegmatite - encaissant.

Zone murale

Fréquemment, la granulométrie de la zone de contact augmente régulièrement vers l'intérieur du corps jusqu'à une texture moyenne à très grossière. L'épaisseur de cette zone varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Parfois, elle représente la plus grande partie des corps. La minéralogie la plus typique est constituée de plagioclase, de feldspath potassique à texture graphique, de quartz, de tourmaline noire, de grenat, de muscovite (variété rubi) et, plus rarement, de biotite. Les minéraux atteignent parfois plusieurs décimètres, surtout les muscovites, les feldspaths et les tourmalines noire. L'intercroissance entre ces minéraux est fréquente. En raison de la grande taille des minéraux, cette zone est souvent exploitée pour les feldspaths, utilisés dans l'industrie céramique et verrière.

Zone intermédiaire

Cette zone intermédiaire a une épaisseur très variable et peut, dans certains cas, correspondre à la masse principale de la pegmatite. La zone intermédiaire peut être séparée en trois sous-zones (Fanton *et al.*, 1978). A partir de la zone murale, on passe progressivement à une zone intermédiaire externe caractérisée par une texture plus grossière (les cristaux ont une taille décimétrique à métrique) et par l'apparition de minéraux tels que le béryl (1 à 2 mètres), le spodumène (jusqu'à 2 à 3 mètres), l'amblygonite (1 à 2 mètres), la cassitérite, la columbo-tantalite (2 à 5 cm) et les minéraux phosphatés (triphylite, arrojadite, etc) primaires qui évoluent par hydrothermalisme ou intempérisme vers d'autres phosphates tel que la vivianite, la purpurite et l'ermanite. Les minéraux phosphatés primaires suggère la présence des phénomènes de substitution, le long de fractures, dans les plans de clivage ou à l'intérieur de petites poches.

Dans la zone intermédiaire moyenne, il est assez fréquent de rencontrer des feldspath et du quartz avec intercroissance graphique. La présence de muscovite et de tourmaline noire est relativement moins prononcée. Cette zone est marquée par une quantité plus importante de poches de substitution tardives.

La zone intermédiaire interne enveloppe le noyau de la pegmatite. Parfois, elle est minéralisée en béryl, spodumène (2-3 mètres), amblygonite, feldspath, plusieurs phosphates, carbonates, cassitérite, chalcoppyrite, pyrite, blende et galène. Dans certaines pegmatites, cette zone est très importante (Tim, Ênio, etc.) pour l'étude minéralogique. Dans cette zone on trouve parfois des micas uranifères (torberite et autunite).

Noyau

Les noyaux des pegmatites sont de forme variable. Ils présentent une texture grossière similaire à la zone intermédiaire, mais se distinguent par leur minéralogie (quartz laiteux, quartz fumé ou rosé et cristaux géants de microcline) et par la présence d'importants corps de substitution et de cavités tapissées par la cleavelandite, le quartz fumé, la muscovite fine, le lépidolite et le béryl. A proximité du noyau, il y a, dans certaines pegmatites, des nodules de phosphates (Cassedanne & Cassedanne, 1981) qui peuvent atteindre 1 mètre de diamètre. Ces nodules sont principalement constitués par de triphylite primaire avec des auréoles de vivianite et d'autres minéraux de phosphates secondaires (tels que la messelite et la whiteite). Parfois on trouve aussi la sidérite.

Poches de substitution

Les phénomènes de substitution apparaissent dans la phase finale du processus de cristallisation de la pegmatite. Elles sont localisées généralement dans la zone intermédiaire et/ou dans le noyau, mais il existe aussi, plus rarement, des zones métasomatiques en bordure des pegmatites. Les liquides résiduels, riches en Na et en Li, percolent à travers les fractures ou dans les zones de faiblesse des minéraux (clivages ou macles). Il est très commun de rencontrer des cristaux de microcline corrodés. Les cleavelandites, ou tout simplement l'albite, accompagnée de muscovite fine, de lépidolite et de quartz, se développent aux dépens du microcline. Parfois des cristaux géants de microcline, d'apparence intacte, montrent un cœur entièrement transformé en muscovite, cleavelandite et quartz. Certains microclines ont subi, avant l'albitisation, une amazonitisation (microcline bleu verdâtre). Le spodumène peut se transformer complètement en eucryptite ou en minéraux argileux, surtout montmorillonite.

Les poches de substitution sont normalement irrégulières et elles ont une taille de quelques centimètres à plusieurs mètres de diamètre (jusqu'à 6-7 mètres). Ces poches de substitutions sont importantes au niveau gemmologique, on y rencontre des pierres précieuses de grande valeur telle que la morganite (béryl rose), le kunzite (spodumène rose), la topaze et les tourmalines colorées (rubellite, elbaïte et indigolite) et parfois polychromatique à partir du centre ou le long d'axe c du cristal.

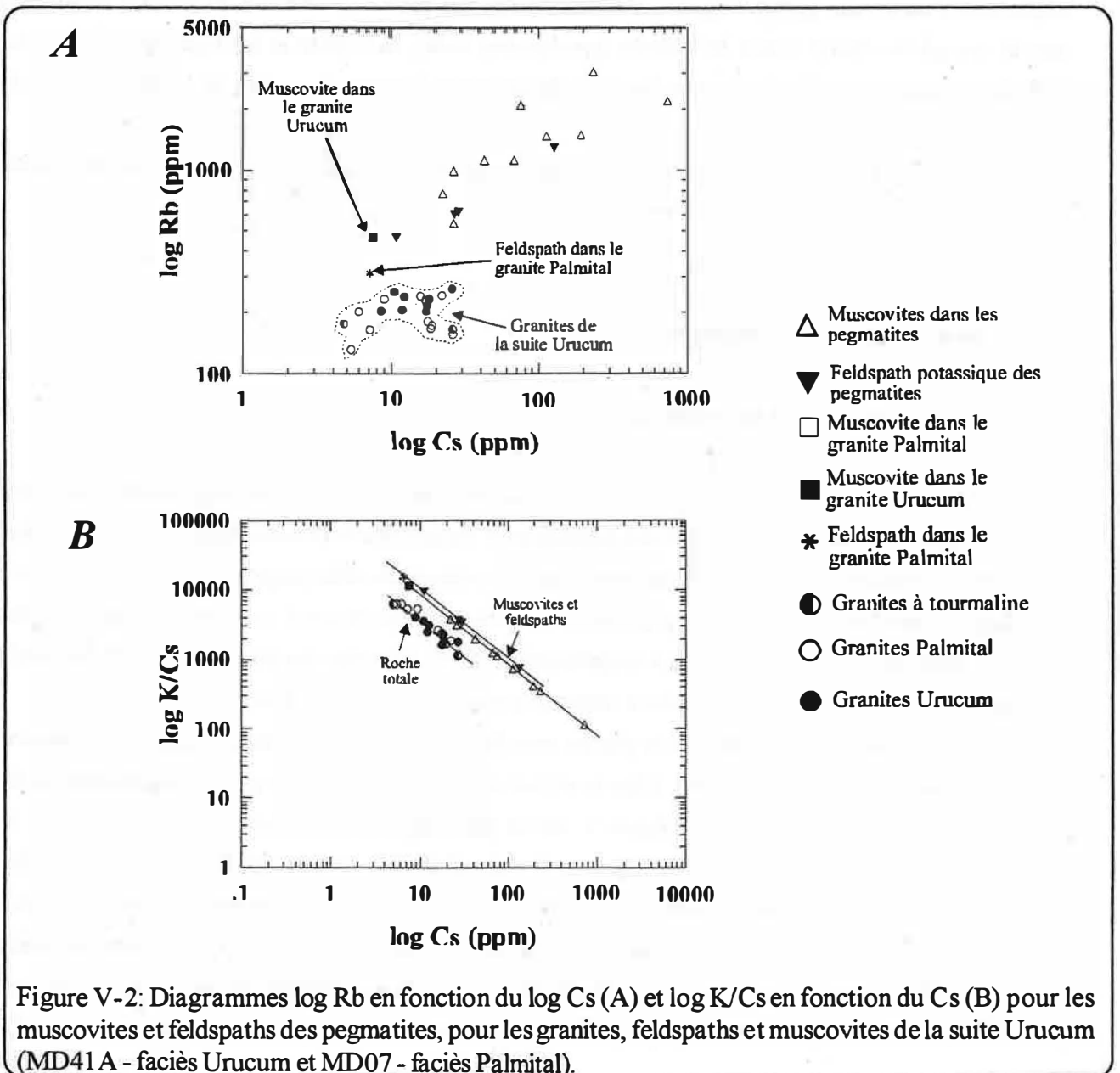
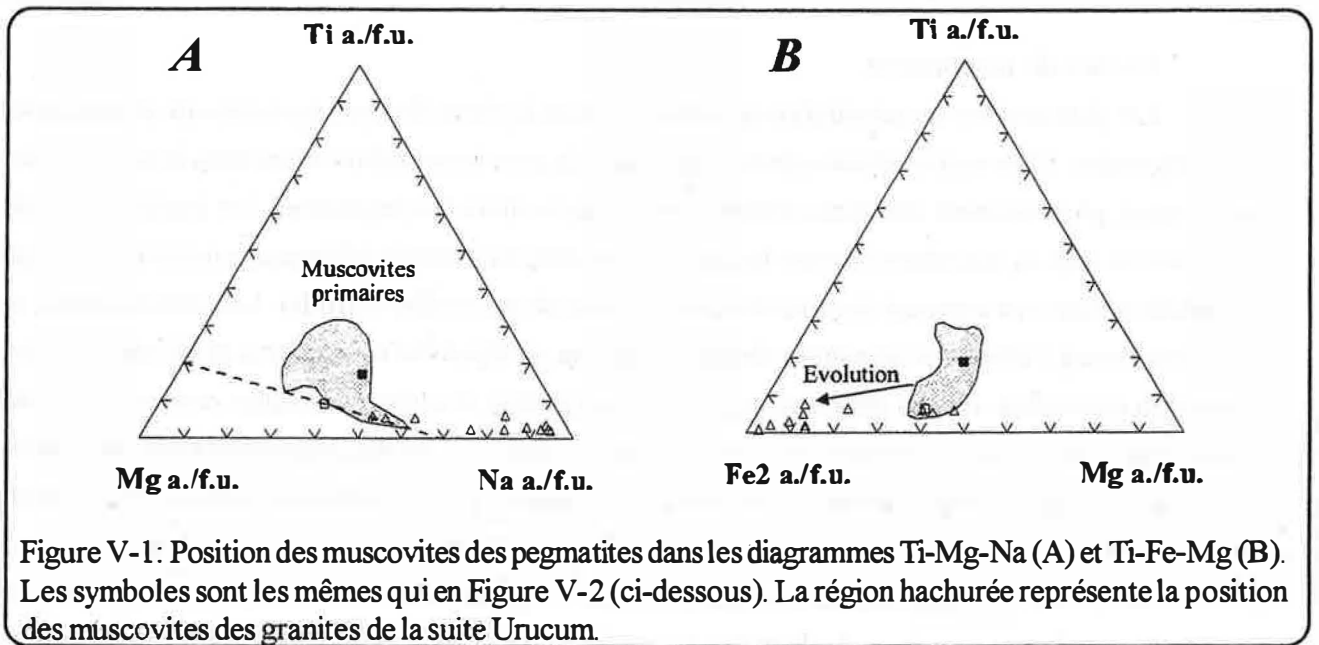
Nous avons réporté dans l'Annexe 07 une liste des différents minéraux identifiés dans les pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena.

V-3 / Données minéralogiques

V-3.1 / Muscovites et feldspaths

Dans le but de tracer l'évolution des micas et des feldspaths de certaines pegmatites de la région et de chercher une possible liaison entre ces pegmatites et les granites de la suite Urucum nous avons dosé les éléments majeurs et les traces (fluorescence X) de 11 cristaux (de taille jusqu'à 15 cm) de muscovite et 4 cristaux de feldspath potassique des pegmatites. En plus, à titre comparatif, nous avons dosé les mêmes éléments dans les muscovites du faciès à mégafeldspath (MD41A) et dans les muscovites et les feldspaths du faciès Palmital (MD07). Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau du Annexe 06.

Les muscovites des pegmatites se placent essentiellement dans le champ des muscovites primaires de Miller *et al.* (1981) (figure V-1A). Elles montrent une évolution marquée par une augmentation des teneurs en Na (figure V-1A) et Fe^{2+} (figure V-1B) et par l'augmentation des teneurs en Rb (de 415 à 3059 ppm), Cs (de <3 à 733 ppm), Sn (de 54 à 716 ppm), Zn (de 43 à 587 ppm), Li (de 68.4 à 1461 ppm), Ta (de 1.87 à 71.6 ppm) (Annexe 06 et figures V-2 et V-3). On caractérise une évolution depuis les muscovites du granite Urucum et Palmital jusqu'aux muscovites d'une pegmatite très évoluée (pegmatite Itatiaia, MD81). Cette évolution assez continue montre que ces pegmatites ont une genèse commune, probablement liée aux liquides résiduels provenant de la cristallisation des granites de la suite Urucum. On



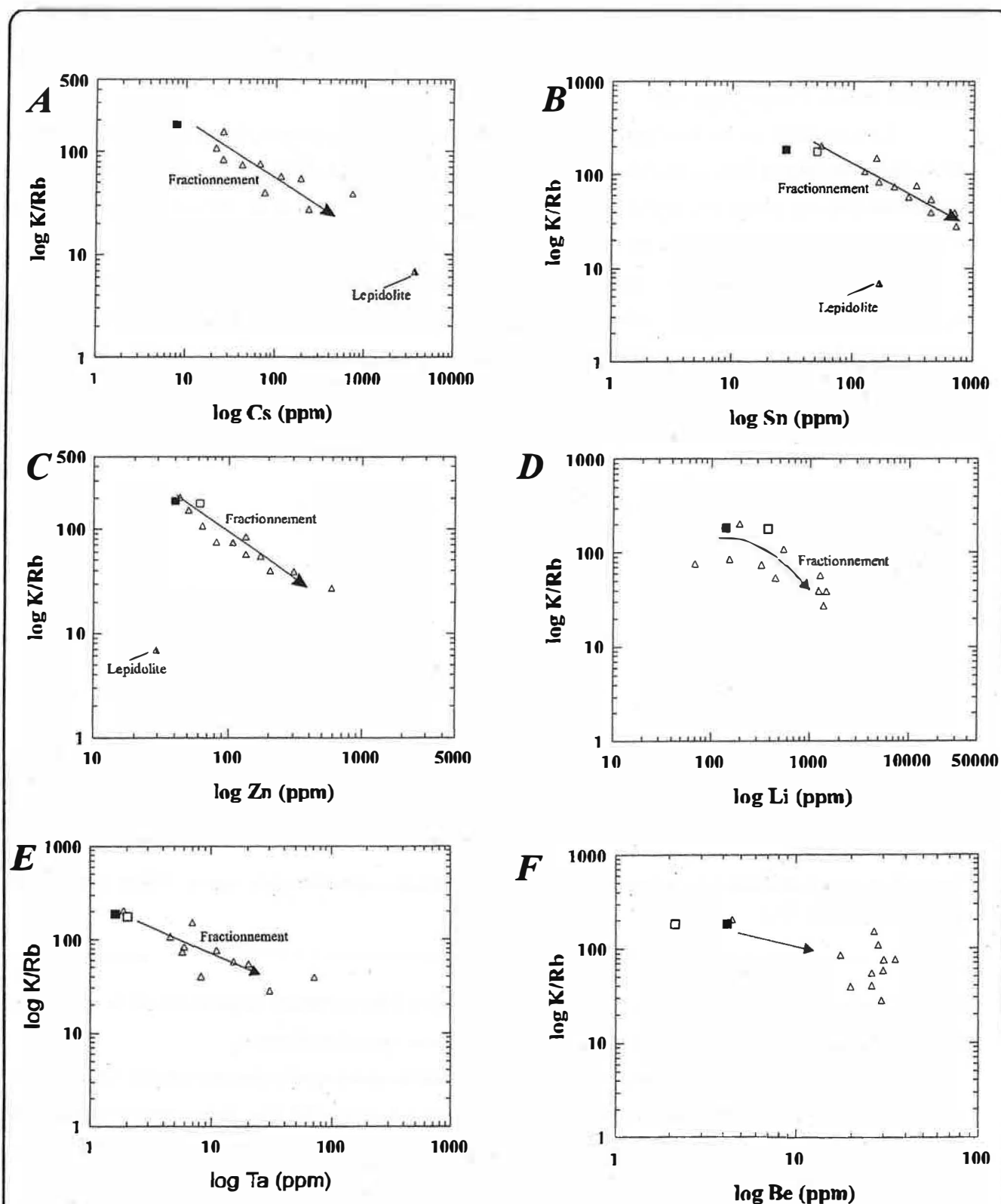


Figure V-3: Diagrammes $\log K/Rb$ en fonction du $\log Cs$ (A), du Sn (B), du Zn (C), du Li (D), du Ta (E) et du Be (F) montrant le fractionnement des muscovites de certaines pegmatites de la région du Rio Doce. Noter la position des muscovites des granites de la suite Urucum vers le pôle le moins évolué. Symbologie: même que celle de la figure V-2.

remarque que les muscovites des granites de la suite Urucum sont assez riches en Li (138 ppm pour le faciès Urucum et 373 ppm pour le faciès Palmital), parfois avec des teneurs plus importantes que celles de certaines muscovites des pegmatites.

La richesse en Ta des liquides résiduels indiquée par les muscovites est confirmée par la cristallisation de niobium-tantalates dans certaines pegmatites (p. ex. : pegmatite du Ênio et de la Serra do Urucum). Les muscovites montrent des teneurs en Be significatives (jusqu'à 34,9 ppm, MD74A), cependant on n'observe pas d'évolution entre les différents cristaux (figure V-3F).

Les muscovites les moins fractionnées des pegmatites et celles des granites ont des teneurs en Rb, K, Cs, Sn, Zn et Li comparables à celles des muscovites des pegmatites stériles (Manuylova *et al.*, 1966). En revanche, les muscovites les plus fractionnées des pegmatites ont des teneurs comparables à celles des muscovites des pegmatites complexes riches en éléments rares du type lépidolite au Mozambique

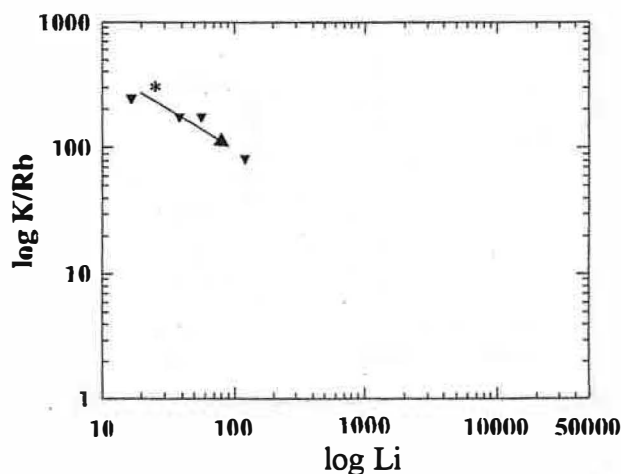


Figure V-4: Fractionnement du Li dans les feldspaths de quelques pegmatites de la région. Même symbolologie que dans la figure V-2.

(Lopes Nunes, 1973). La présence commune de lépidolite dans certaines pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena (p. ex. pegmatite Itatiaia) confirme cette classification.

Le comportement des feldspaths (figure V-2A) est comparable à celui des muscovites. Le feldspath du faciès Palmital montre les valeurs les plus faibles en Rb et Cs, cependant il se place approximativement dans la même lignée évolutive que les feldspaths des pegmatites. On observe une augmentation des teneurs en Li des feldspaths avec l'évolution (figure V-4).

Les teneurs en Cs et Rb des granites de la suite Urucum (roche totale) se situent au début de la lignée évolutive (Rb entre environ 130 et 300 ppm et Cs entre 5 et 12 ppm) (figure V-2) dessinée par les muscovites et les feldspaths des pegmatites. Les lignées évolutives du Cs dans les granites et dans les muscovites et les feldspaths des pegmatites sont parallèles.

V-3.2 / Grenats et tourmalines

Les grenats des granitoïdes de la suite Urucum (faciès Palmital, faciès à tourmaline et faciès pegmatitique) et de la zone de contact (schiste-pegmatite) du pegmatite du point MD05 ont des compositions almandin-spessartine (Annexe 06) compatibles avec les grenats de la zone de contact des corps pegmatites suggérée par Baldwin & Knorring (1983) (figure V-5). Le grenat de la pegmatite MD48 (pegmatite du Tim) montre une composition plus riche en MnO, typique de la zone intermédiaire des pegmatites.

Les tourmalines noires montrent une évolution caractérisée par un enrichissement en Fe^{2+} (figure V-6A). Elles ont des composition comparables à celles des coeurs des tourmalines des granites pegmatoïdes et se placent dans le champ des tourmalines des granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li de Henry & Guidotti (1985) (figure V-6B).

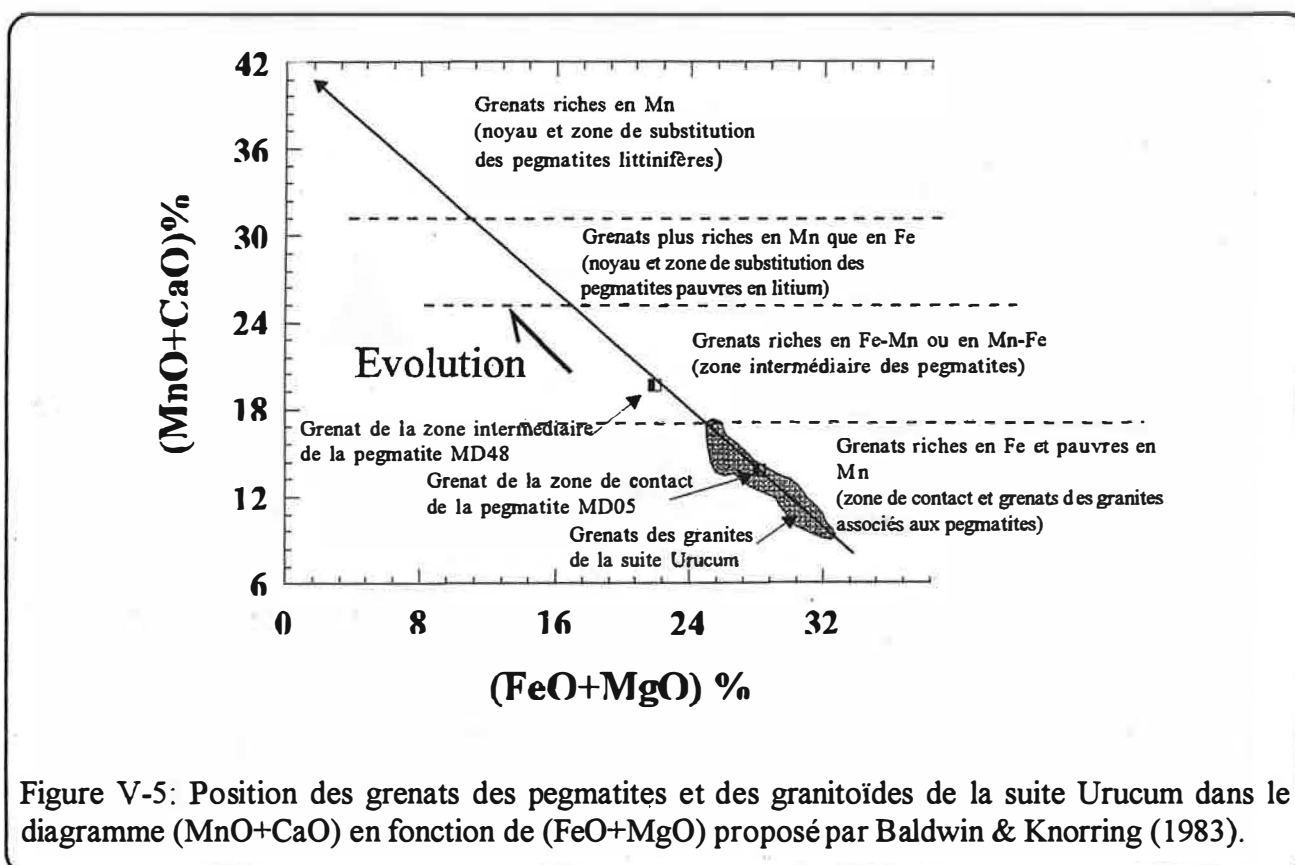


Figure V-5: Position des grenats des pegmatites et des granitoïdes de la suite Urucum dans le diagramme (MnO+CaO) en fonction de (FeO+MgO) proposé par Baldwin & Knorring (1983).

V-4 / Phénomènes métasomatiques pegmatite - encaissante

L'intrusion des pegmatites dans le schiste de la formation São Tomé a provoqué des phénomènes métasomatiques aussi bien dans les schistes que dans les pegmatites. La migration chimique depuis les pegmatites vers le schiste est marquée par trois phénomènes principaux: la tourmalinisation, la feldspathisation et la muscovitisation. Ces phénomènes se localisent toujours à la zone de contact du schiste avec les pegmatites et se placent normalement sous une zone de quelques mètres parallèlement au contact.

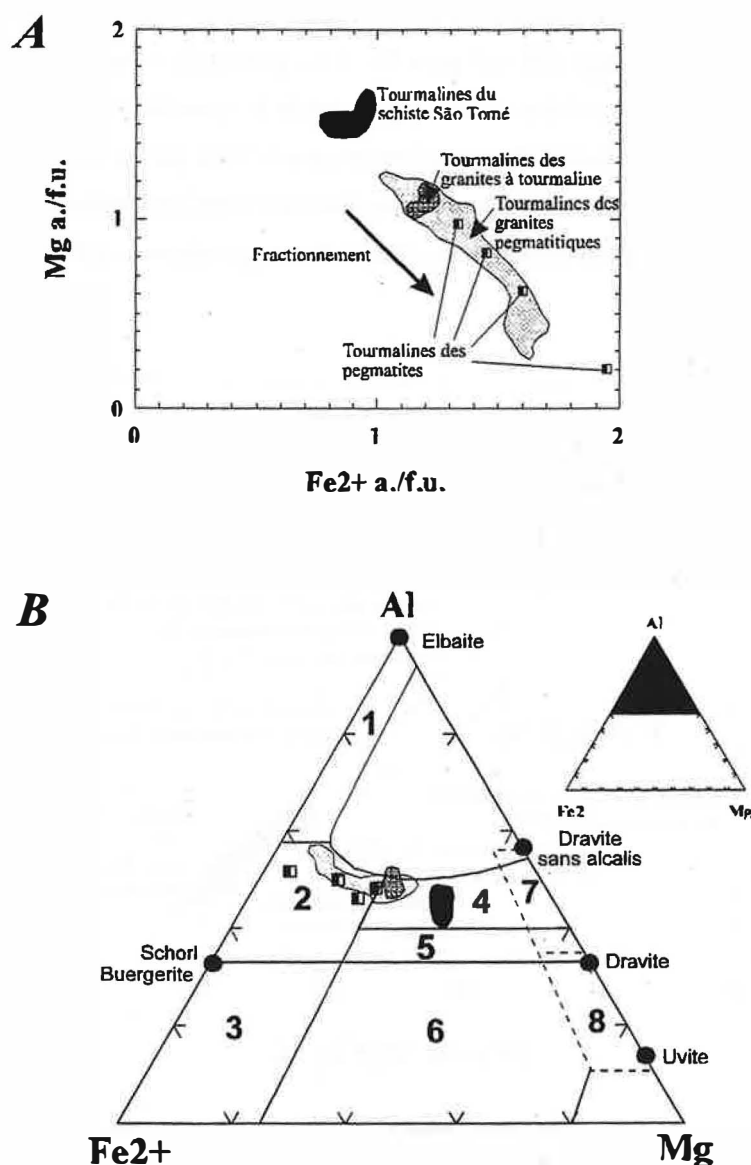


Figure V-6: **A)** Position des tourmalines noires des pegmatites dans le diagramme Mg en fonction de Fe^{2+} . Noter la superposition avec le champs des granites pegmatitiques; **B)** Position des tourmalines noires des pegmatites dans le diagramme Al-Fe-Mg (Henry & Guidotti, 1985). Les tourmalines des granitoïdes de la suite Urucum et du schiste São Tomé (voir légende dans la figure A) sont montrées à titre comparatif. Les différents champs représentent des tourmalines des: 1-pegmatites et aplites riches en Li; 2- granitoïdes, pegmatites et aplites pauvres en Li; 3- roches à quartz-tourmaline riches en Fe^{3+} ; 4- métapelites et métapsamites associées avec une phase saturée en Al; 5- métapelites et métapsamites qui ne sont pas associées avec une phase saturée en Al; 6- roches à quartz-tourmaline riches en Fe^{3+} , roches calco-silicatés et metapelites; 7- roches métaultramafiques pauvres en Ca et des métasédiments riches en V et Cr; 8- métacarbonates et meta-pyroxénites.

La tourmalinisation est fréquente et elle est due à la migration de liquides magmatiques riches en B provenant de la pegmatite vers les schistes riches en Fe et Mg. Ce phénomène est aussi observé dans certaines enclaves de schistes renfermés dans certaines pegmatites.

La migration chimique des schistes vers les granites semble être aussi significative. Ceci est marqué surtout dans la zone de contact et la zone murale des pegmatites par une migration du Fe et du Mg en favorisant la cristallisation des biotites, tourmalines noires et grenats riches en almandin.

En résumé, l'abondance de tourmaline (> 3-5%) dans les pegmatites et dans la zone de contact des schistes semble résulter d'un phénomène de mélange entre deux réservoirs chimiques, l'un capable de fournir le bore (B) en grande quantité et l'autre capable de fournir du Fe et du Mg. Dans ce cas, le transfert de Fe et Mg de l'encaissant vers le magma pegmatitique riche en bore et alumine permettrait la cristallisation des tourmalines noires à la bordure des pegmatites. Par contre, la tourmaline métasomatique dans l'encaissant est dérivée de la migration d'un fluide riche en bore (B) à partir du magma vers l'encaissant ferromagnésien (Morgan & London, 1989; London, 1990; London & Manning, 1995).

La feldspatisation et la muscovitisation sont des phénomènes relativement moins significatifs. Ces phénomènes sont le résultat de la migration du K depuis les liquides pegmatitiques vers le schiste.

Finalement, dans l'ensemble, ces phénomènes métasomatiques, liés à l'intrusion des pegmatites, caractérisent une évolution magmatique dans un système relativement ouvert et sous une importante influence des fluides.

V-5 / L'affinité des pegmatites

L'étroite relation spatiale entre les pegmatites et les granites de la suite Urucum semble être un argument fort pour suggérer un lien génétique entre ces roches. Dans la région de Galiléia-Conselheiro Pena on observe que la plus grande partie des corps pegmatitiques se place soit à proximité soit à l'intérieur de ces granites pérallumineux. L'exemple le plus significatif se trouve dans la région de la Serra do Urucum où les granites du faciès Urucum sont partiellement entourés par de puissantes pegmatites.

Dans l'ensemble, nous pouvons observer une grande variété de corps qui traduisent différents stades de différenciation depuis des pegmatites non zonées et manquant d'éléments rares jusqu'à des pegmatites très enrichies en éléments tels que le B, F, P, Be, Li, Cs, Mn et Ta, réputés incompatibles et typiques des magmas résiduels. Ceci semble caractériser une association pérallumineuse du type LCT (Li-Cs-Ta) de Cerny (1991a et b), cependant les granitoïdes de la suite Urucum sont relativement plus riches en potassium que les granites fertiles riches en Li-Cs-Ta.

La cristallisation de la tourmaline en faible quantité dans le faciès à tourmaline de la suite Urucum ne semble pas capable d'avoir fractionné le bore de manière significative dans les liquides résiduels, ce qui est en accord avec les études de Pichavant (1983). Le bore a été consommé surtout par la cristallisation tardive et très prononcée de la tourmaline elbaïtique dans les pegmatites.

Les pegmatites étudiées sont pauvres en Zr, Hf, Th, Ti, Mg, Fe et en terres rares. Ces éléments ont été fortement fractionnés dans les leucogranites de la suite Urucum par la cristallisation de minéraux comme

la biotite, le zircon, la monazite, etc., ce qui a appauvri les magmas résiduels, et par conséquent, les pegmatites, en ces éléments.

Malgré le besoin de données complémentaires, les compositions chimiques des certains minéraux (muscovite, feldspath et tourmaline) dans les pegmatites et les granites de la suite Urucum semblent aussi caractériser une liaison génétique entre ces roches. Il semble possible que la cristallisation fractionnée ait été le principal facteur responsable de la différenciation chimique des granites de la suite Urucum jusqu'aux pegmatites fortement différenciés de la région. Ceci est en accord avec les propositions de London *et al.* (1988) et Cerny (1991a et b) sur la genèse d'une grande partie des pegmatites à éléments rares. Les stades avancés de l'évolution des ces granites "fertiles" sont marqués par la présence d'un important transport par les phases fluides. On observe alors la migration et l'accumulation de composantes volatils dans des magmas fortement hydratés, mais encore sous-saturés en eau (London *et al.*, 1988 et 1989; Cerny, 1991a et b).

V- 6 / Approche des conditions physiques de cristallisation des pegmatites

Les inclusion fluides

Les inclusions fluides du quartz et du feldspath potassique de la pegmatite Jonas sont toujours aqueuses et biphasées. Le CO₂ représente 1% du volume de l'inclusion fluide. La température d'homogénéisation de l'eau (Th H₂O) est entre 100 à 180 C°. Les fluides aqueux étaient relativement denses (0.87 g/cm³). La salinité est de l'ordre de 7.8% équivalent en poids de NaCl. La température de fusion de CO₂ est voisine de 58.5 °C et la température d'homogénéisation du CO₂ est comprise entre 10 et 20 °C soit une densité d'environ 0.85 g/cm³. La spectroscopie Raman a confirmé la présence de CO₂ et a montré l'existence de CH₄ et N₂ dans ces inclusions fluides.

La pression et la température

Nous avons estimé les conditions de cristallisation des pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena (figure V-7) sur la base des données suivantes:

1- La présence de la sillimanite (et fibrolite) dans les schistes de la formation São Tomé, proches de la zone de contact avec les granites et pegmatites. Nous n'avons pas observé d'andalousite, cependant selon Moura (communication personnelle) ce minéral est parfois observé dans les enclaves de schiste contenues dans certaines pegmatites;

2- Le spodumène est la seule phase aluminosilicate de Li qui cristallise dans la zone intermédiaire et au coeur des pegmatites de la région. D'après les travaux de London & Burt (1982a et b) le domaine de stabilité de ce minéral est limité par la courbe spodumène + quartz \leftrightarrow pétalite (figure V-7);

3- La courbe d'équilibre andalousite-sillimanite (d'après Holdaway, 1971);

4- La courbe solidus de la pegmatite de Harding (Jahns, 1982);

5- La courbe de stabilité de l'almandin (Spear, 1986). Ce minéral est toujours présent dans les pegmatites, surtout dans les zones de contact et au mur.

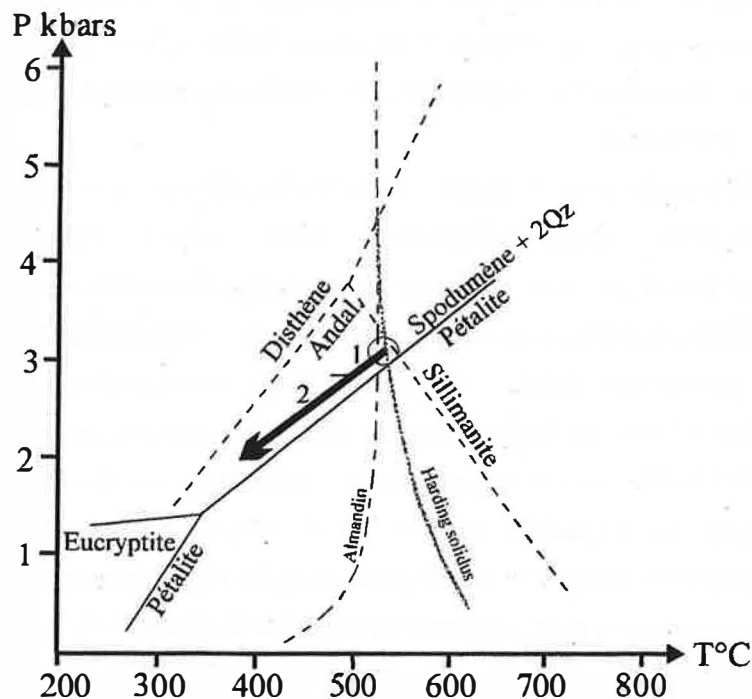
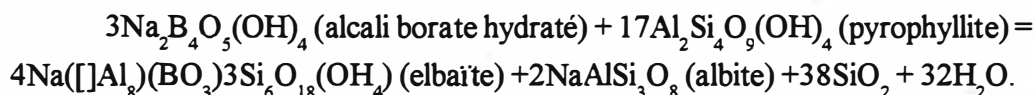


Figure V-7: Estimation des conditions de cristallisation des pegmatites étudiées. 1- Conditions de cristallisation de la zone de contact et du mur des pegmatites: entre 3.2 et 2.8 kbars et entre 540°C et 475°C environ. 2- Conditions de formation des poches dans la zone intermédiaire et au coeur des pegmatites: < 2.8 kbars et < 475°C (d'après comparaison avec les données d'analyses des inclusions fluides de London, 1986b). Point triple des silicates d'alumine d'après Holdaway (1971); courbe de l'équilibre spodumène + quartz = pétalite d'après London & Burt (1982); solidus de la pegmatite Harding d'après Jahns (1982); courbe de stabilité du grenat almandin d'après Spear (1986).

Ces données nous permettent de suggérer que la cristallisation des pegmatites de la région a commencé sous des conditions de 540°C et 3.2 kbar environ (figure V-7), proches du point invariant formé par l'intersection de la courbe d'équilibre andalousite-sillimanite avec la courbe d'équilibre spodumène+quartz \leftrightarrow pétalite et proche de la courbe solidus de la pegmatite de Harding (d'après Jahns, 1982). La température de 540°C estimée correspond approximativement à la température minimum de cristallisation du grenat de composition almandin. Ces valeurs sont comparables à celles des pegmatites à métaux rares de New Mexico aux EUA (London, 1986a) et Rosendal à Finland (Baldwin & Knorring, 1983). L'intervalle 1 (entre 540 et 475°C et entre 3.2 et 2.8 kbar; figure V-7) correspond à l'intervalle de cristallisation des zones de contact, du mur et de la zone intermédiaire des pegmatites. L'intervalle 2 ($T < 475^\circ\text{C}$ et $P < 2.4$ kbar) indique les conditions de cristallisation des poches d'après les données des inclusions fluides dans les spodumènes, béryl, tourmaline et quartz des pegmatites de l'Afghanistan (London, 1986b). Ces pegmatites montrent une minéralogie comparable à celle des pegmatites de la région de Galiléia-Conselheiro Pena.

La formation de poches est contrôlée par l'activité des liquides riches en alcali-borates et par la

cristallisation de la tourmaline associée. En effet, la cristallisation de la tourmaline contribue directement à la formation des poches à travers l'exsolution d'une phase fluide riche en eau. Les poches peuvent se former là où il y a eu une diminution de l'activité en alcali-borate dans le fluide pegmatitique. La réaction suggérée par London (1986b) est:



Il faut souligner que la présence de fractures peut permettre la fuite de ces fluides soit vers les pegmatites déjà cristallisées soit vers l'encaissant. Ceci peut être responsable de l'absence des poches dans certaines pegmatites pourtant "fertiles". D'un autre côté, il est raisonnable d'imaginer la présence de certains "pièges structuraux" pour les fluides riches en eau dans le corps pegmatitique, où la formation des poches peut être facilitée. En effet, nous avons souligné (chapitre II) le caractère syn-tectonique des roches de la suite Urucum et aussi des pegmatites. Ce caractère est marqué tardivement dans les pegmatites par des structures telles que plis et boudins. Malgré l'absence de données systématiques il nous semble que l'étude en détail de ces structures peut contribuer à la compréhension de la géométrie interne de ces corps et, par conséquent, à l'identification de zones potentiellement minéralisées (poches).

La sous-saturation en eau

Les travaux de London (1987) et London et al. (1988 et 1989), entrepris sous conditions de déséquilibre complet avec la cristallisation des cristaux "géants" et la formation de textures graphiques, ont permis d'aboutir à un modèle de genèse des pegmatites applicable aux pegmatites de Galiléia-Conselheiro Pena. Ce modèle prend en compte, non seulement les caractéristiques géochimiques des pegmatites, mais également leurs textures, telles que les zonations minéralogiques, les croissances orientées, etc. La remarque importante de ce modèle est qu'il montre qu'il est possible de créer des fabriques et des liquides pegmatitiques par cristallisation fractionnée en condition de sous-saturation en H_2O . En effet, seules les expériences réalisées dans ces conditions ont permis de créer des fabriques pegmatitiques très proches de celles observées dans la nature. Ce modèle constitue donc une alternative radicalement opposée au modèle de la genèse des pegmatites de Jahns & Burnham (1969) dans lequel le développement des fabriques pegmatitiques est étroitement contrôlé par l'existence d'une phase vapeur très riche en H_2O .

Les résultats de London *et al.* (1988 et 1989) sont en accord avec les travaux menés sur la cinétique de nucléation et la croissance des cristaux dans des liquides quartzo-feldspatiques (Fenn, 1977 et 1986; Swanson, 1977). Ces travaux ont montré que les maxima de taux de croissance et de nucléation sont toujours atteints sous des conditions de sous-saturation en eau. L'implication de ce résultat est que le gigantisme présenté par certains cristaux dans les pegmatites de la région du Rio Doce (surtout feldspaths et muscovites) ne peut pas être interprété comme une évidence de la saturation en eau du liquide parent.

La présence d'une concentration relativement élevée en B (>3-4%), F et P (1-2%) dans les liquides résiduels dirige l'évolution des liquides vers l'enrichissement en H_2O , la pauvreté en silice et parfois vers des compositions alcalines. Ceci est associé à une diminution des températures du solidus avec l'extension de la cristallisation magmatique jusqu'à des températures de 450°C environ (London *et al.*, 1989; London & Manning, 1995). En effet, une addition du B dans un liquide silicaté entraîne une

augmentation du domaine de stabilité de l'association quartz + liquide dans le système albite-orthose-quartz-H₂O, un enrichissement en albite, un appauvrissement en orthose et une augmentation de la solubilité de l'eau dans les magmas (Pichavant *et al.*, 1987). Le B a une affinité plus grande pour la phase fluide que pour les liquides silicatés. L'absence d'une tourmalinisation extensive dans les granites de la suite Urucum indique que les fluides n'ont pas été exsolvés à ce stade d'évolution, ce qui est en accord avec une concentration du B dans les liquides résiduels jusqu'à la cristallisation des pegmatites.

V-7 / Conclusions de l'étude des pegmatites

Le rapport génétique entre les granites peralumineux de la suite Urucum et les pegmatites à éléments rares nous semble évident, car nous avons des relations spatiales importantes entre ces roches et nous pouvons observer à partir des quelques évidences minéralogiques et géochimiques une liaison entre les granites de la suite Urucum et les pegmatites à éléments rares. Les pegmatites peuvent avoir une origine à partir des liquides résiduels riches en volatils et riches en éléments tel que B, P, Be, Ta, U et Mn. Ces éléments sont incompatibles dans les granites de la suite Urucum.

Les pegmatites ont une origine à partir des magmas riches en fluides mais sous-saturés en eau et elles ont été mises en place sous de températures de 540°C et 3.2 kbar environ. Régionalement, les granites syn-tectoniques de la suite Urucum et les pegmatites à éléments rares se sont mis en place surtout dans les micaschistes de la formation São Tomé dans les conditions d'un métamorphisme régional de moyen degré, typique du faciès amphibolite (Winkler, 1967) (voir chapitre II).

L'orientation proche de N-NW du champ pegmatitique de Galiléia-Conselheiro Pena, l'orientation des corps pegmatitiques parallèlement à la schistosité de leur encaissant et la présence de structures (plis, boudins, etc.) compatibles avec la géométrie et la cinématique régionales imprimées dans les pegmatites montrent que leur mise en place a été fortement conditionnée par des structures directionnelles associées à la fin du cycle Brasileiro (chapitre II).

Chapitre VI

Géochimie

isotopique

VI-1 / Etude isotopique U-Pb sur zircons et monazites

VI-1.1 / Introduction

Dans la suite Galiléia, nous avons séparé les zircons d'un échantillon (MD03A1) du faciès granodioritique pour les études U-Pb. Dans la suite Urucum, nous avons choisi deux échantillons pour la séparation de zircons et monazites: l'un dans le faciès à mégafeldspath (MD41A) et l'autre dans le faciès Palmital (MD07.2).

Les analyses isotopiques U-Pb ont été faites avec la collaboration de J.L. Paquette (Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand) et les résultats obtenus sont reportés dans le Tableau VI-1. Les considérations techniques de la méthodologie de séparation et de la préparation des échantillons de zircon et monazite sont décrites dans les Annexes 02 et 03.

VI-1.2 / Résultats

Les points analytiques représentant les quatre fractions de zircon analysées dans la granodiorite MD03A1 de la suite Galiléia (fractions 1, 2, 3 et 4; tableau VI-1) sont reportés dans un diagramme Concordia et permettent de déterminer un intercept supérieur à 594 ± 6 Ma (figure VI-1). Ces fractions s'alignent dans une droite Discordia avec M.S.W.D. = 0.3. Aucun des grains analysés ne montre de manière importante la trace d'une mémoire isotopique héritée. En conséquence, l'âge de 594 ± 6 Ma (Protérozoïque supérieur) est interprété comme l'âge de mise en place des granodiorites de la suite Galiléia pendant le cycle Brasiliano.

Quatre fractions de zircons du faciès Palmital de la suite Urucum ont été analysées. Les points analytiques de trois fractions (5, 6 et 7; tableau VI-1) permettent de déterminer un intercept supérieur à 582 ± 2 Ma dans le diagramme Concordia (figure VI-2A). Cet âge est interprété comme datant la mise en place du faciès Palmital. Les points s'alignent selon une droite Discordia de M.S.W.D égale à 0.2. La quatrième fraction (8) est très discordante et semble indiquer une mémoire isotopique d'âge 2.2 Ga environ. A titre comparatif, nous avons aussi analysé deux fractions de monazite (9 et 10; tableau VI-1) dans cette roche. Ces fractions sont concordantes et ils indiquent un âge de 576 ± 4 Ma. Ces âges sont légèrement plus jeunes que ceux des zircons, mais elles sont à la limite de leurs erreurs analytiques. Il faut remarquer que les monazites ont une température de fermeture pour le Pb ($\sim 700^\circ\text{C}$; Parrish, 1990) relativement plus faible que celle des zircons et qu'elles sont plus susceptibles que les zircons aux altérations hydrothermales tardives, ce qui peut affecter leur composition isotopique initiale.

Les quatre fractions de zircons analysées (11, 12, 13 et 14; tableau VI-1) dans le faciès Urucum indiquent un héritage d'âge 2.2 ± 0.3 Ga (figure VI-2B), ce qui confirme le résultat obtenu lors de l'analyse de la fraction 8 du faciès Palmital et aussi l'identification de coeurs hérités dans l'étude typologique. L'âge 2.2 ± 0.3 Ga peut être interprété soit comme l'âge de cristallisation des protolithes qui sont à l'origine des granites péralumineux de la suite Urucum (dans ce cas les zircons

Tableau VI-1: Données isotopiques U-Pb sur des zircons de la suite Galiléia et sur des zircons et monazites de la suite Urucum.

Fraction (μm)	Poids (mg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
	concentrations			rapports atomiques				ages apparents (Ma)			
<u>Granodiorite de la suite Galileia (MD03A)</u>											
1: Zr >100 ab. [8]	0.052	156	16.7	714	0.1827	0.09606	0.7911	0.05973	591	592	594
2: Zr >100 ab. [7]	0.041	214	21.2	2096	0.1232	0.09568	0.7879	0.05972	589	590	594
3: Zr >100 ab. [8]	0.063	278	26.6	2713	0.0915	0.09539	0.7853	0.05971	587	589	593
4: Zr >100 ab. [9]	0.074	280	26.8	6816	0.1023	0.09529	0.7846	0.05972	587	588	593
<u>Granite à grain moyen à grossier (Palmital: MD07.2)</u>											
5: Zr >100 ab. [9]	0.056	159	16.3	1692	0.1843	0.09436	0.7728	0.05940	581	581	582
6: Zr >100 ab. [10]	0.076	151	14.3	4599	0.1005	0.09416	0.7714	0.05942	580	581	582
7: Zr >100 ab. [9]	0.074	157	14.9	4261	0.1104	0.09394	0.7695	0.04941	579	579	582
8: Zr >100 ab. [12]	0.096	287	51.8	19199	0.0996	0.1733	2.602	0.1089	1030	1301	1781
9: Mz na.	0.082	1188	1157	246	10.005	0.09436	0.7655	0.05926	577	577	577
10: Mz na.	0.111	1081	1122	322	11.007	0.09342	0.7632	0.05925	576	576	576
<u>Granite à mégafeldspath potassique de la suite Urucum (MD41A)</u>											
11: Zr <75 ab. in. [29]	0.030	551	80.1	764	0.1672	0.1295	1.616	0.09051	785	976	1436
12: Zr <75 ab. in. [22]	0.029	435	63.4	9718	0.0989	0.1420	1.800	0.09198	856	1046	1467
13: Zr <75 na. ja. [19]	0.024	730	72.7	1523	0.0970	0.09774	0.8585	0.06371	601	629	732
14: Zr <75 na. ja. [25]	0.026	1190	128	7132	0.0838	0.1081	1.037	0.06955	662	722	915
15: Mz na. >75	0.092	5871	1615	2120	2.324	0.09301	0.7592	0.05920	573	574	574
16: Mz na. >75	0.048	6131	1785	1366	2.500	0.09305	0.7595	0.05920	574	574	574
17: Mz na. <75	0.047	5559	1763	2592	2.858	0.09277	0.7564	0.05914	572	572	572

Les analyses sont effectuées sur des grains non-magnétiques (contre-pente 3° à 2.2 A en utilisant un séparateur Frantz à barrière magnétique), automorphes, sans fractures ni inclusions. Les rapports isotopiques sont corrigés de la discrimination de masse (0.1 ± 0.015 % par uma pour Pb et U), de la contribution du traceur isotopique et du blanc analytique: 5 - 10 pg pour le Pb et 0.5 pg pour l'U. La correction du Pb commun est effectuée en utilisant le modèle à deux stades de Stacey & Kramers (1975). L'erreur sur les rapports isotopiques est à 2σ . Abréviations: Zr.= zircons; Mz. = monazites; na. = non abrasés; ab. = abrasés; in. = incolores; ja. = jaunes. Le nombre entre crochets indique le nombre de grains de zircons dans la fraction analysée.

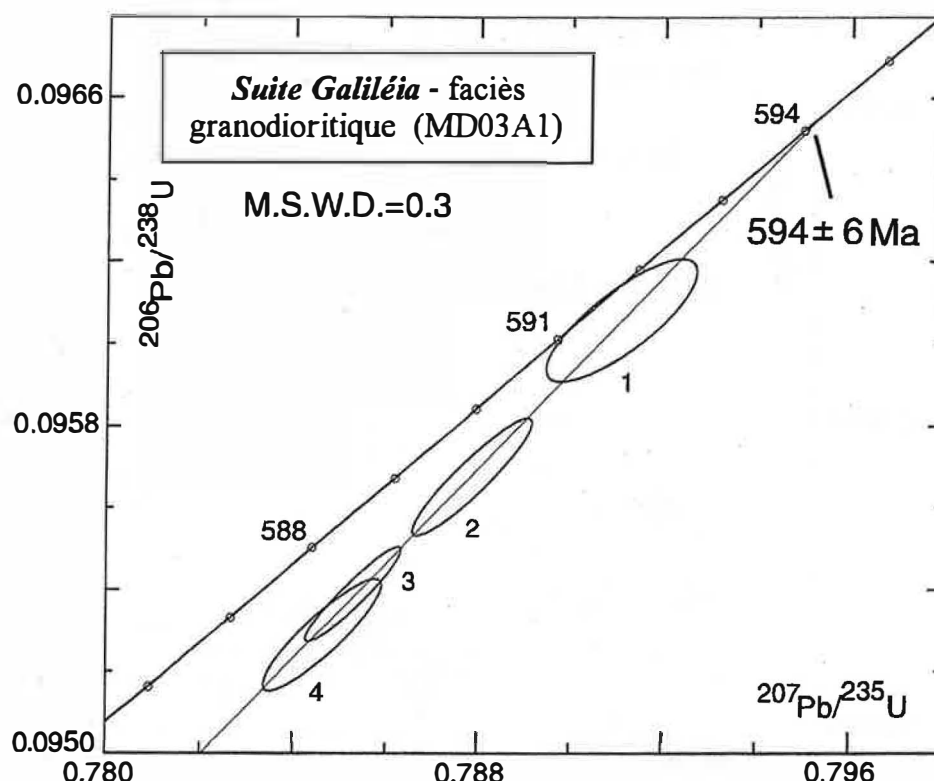


Figure VI-1: Diagramme Concordia pour les zircons de la suite Galiléia (granodiorite MD03A1)

sont restitiques) soit comme l'âge du protholite des roches métasédimentaires assimilées par les magmas de la suite Urucum lors de leur ascension et de leur mise en place. Les trois fractions de monazites analysées (fractions 15, 16 et 17) indiquent un âge de $573 \pm 4 \text{ Ma}$. En tenant compte des erreurs, cet âge est comparable à celui des monazites du faciès Palmital ($576 \pm 4 \text{ Ma}$).

VI-1.3 / La datation des monazites à la microsonde électronique

En mesurant les teneurs en U, Th et Pb d'une monazite, on peut calculer un âge significatif d'un événement géologique. Cet âge doit avoir une signification géologique si l'on considère d'une part que la teneur initiale en Pb de la monazite est négligeable par rapport au plomb radiogénique, et d'autre part que les teneurs en U, Th et Pb n'ont pas été modifiées, autrement que par désintégration radioactive, depuis la dernière remise à zéro du système, c'est à dire depuis la dernière perte totale du plomb radiogénique (Montel *et al.*, 1994 et 1996). Cependant, la méthode de datation de la monazite à la microsonde électronique ne permet pas de montrer les pertes partielles de plomb radiogénique, au contraire de la méthode classique où de telles pertes sont identifiées grâce au diagramme Concordia.

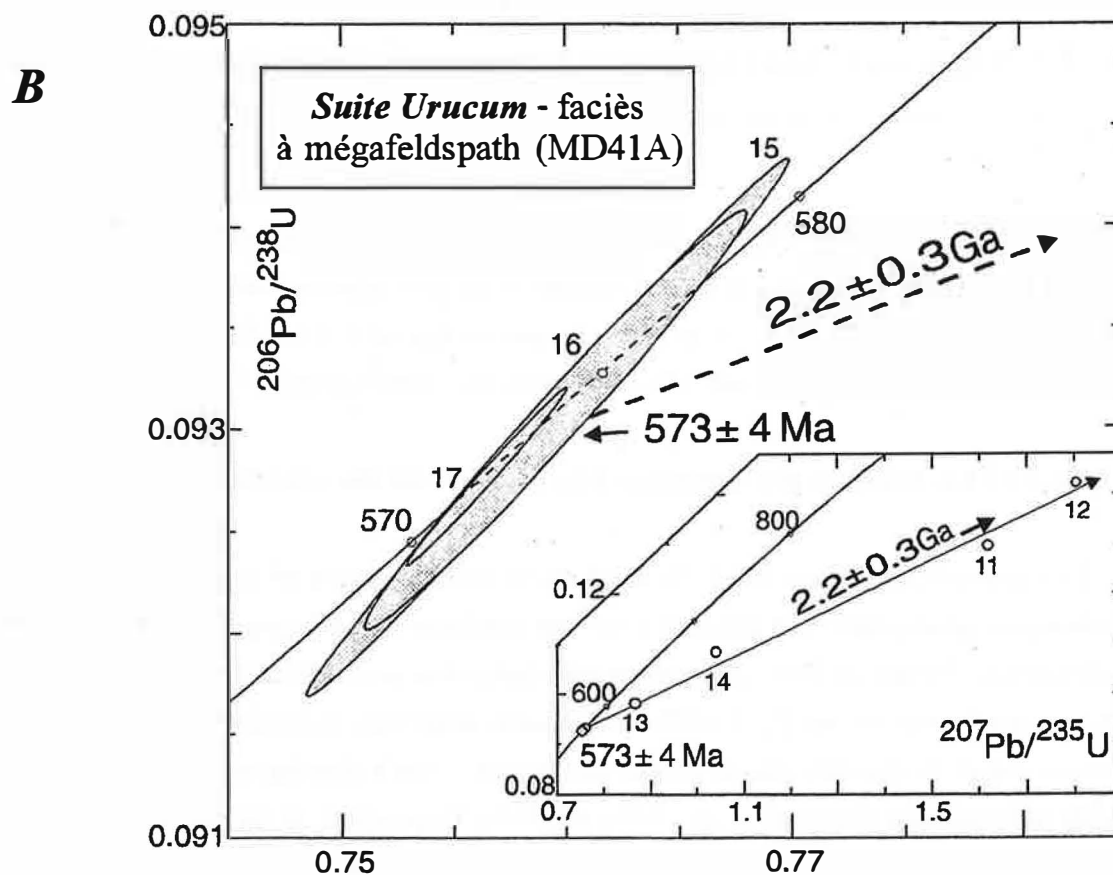
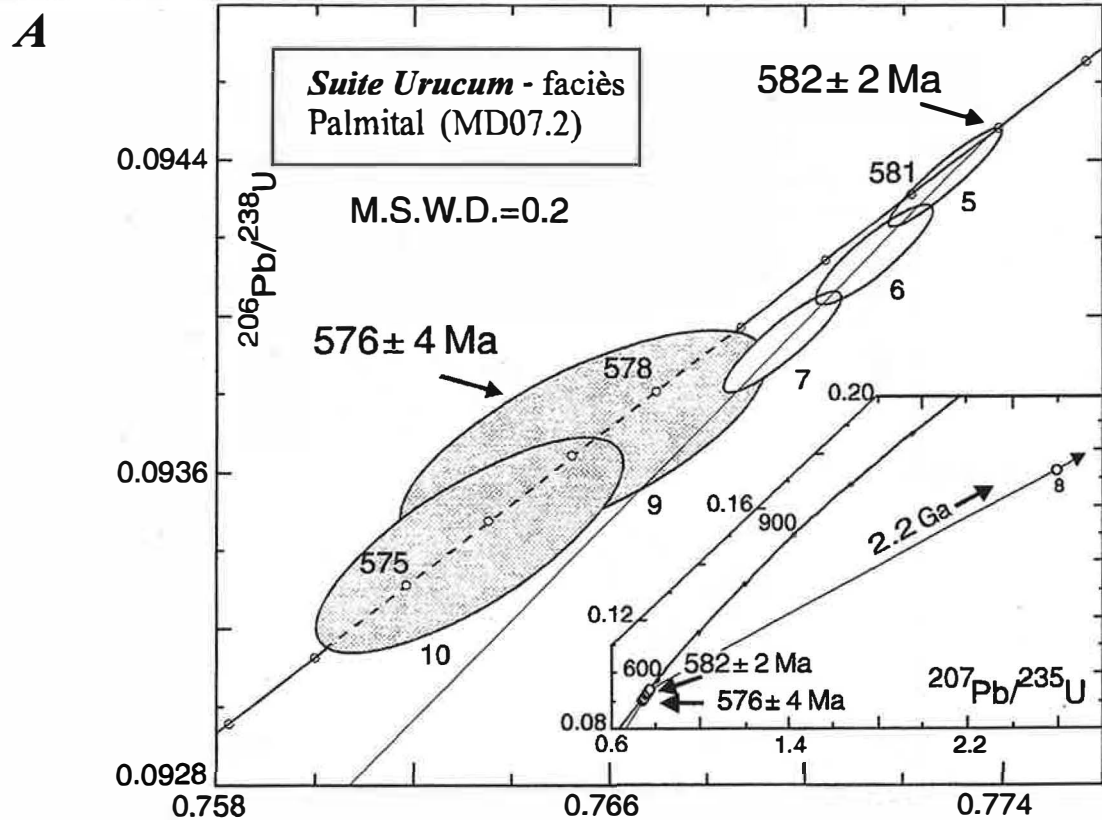


Figure VI-2: Diagrammes Concordia pour les zircons et monazites de la suite Urucum: A) Pour le faciès Palmital (MD07.2); B) Pour le faciès à mégafeldspath (MD41A).

Les analyses des monazites des granitoïdes de la suite Urucum ont été effectuées à la microsonde électronique de type Camebax Microbeam à Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand). Les conditions d'opération et les traitements statistiques appliqués sont décrits par Montel *et al.* (1994 et 1996). Dans notre travail, cette méthode a été utilisée avec le but d'avoir des données géochronologiques préliminaires des granites de la suite Urucum. Ces résultats ont été ensuite comparés avec les résultats obtenus par l'application de la méthode classique de datation de monazite.

Nous avons exécuté 38 analyses des monazites dans le granite Urucum (MD41A). Nous avons interprété les résultats en considérant que les monazites se distribuent en deux populations principales (figure VI-3A) avec des âges de 562 ± 24 Ma et 435 ± 22 Ma, respectivement. On note que l'âge le plus ancien (562 Ma) est comparable, en tenant compte des erreurs analytiques, à l'âge de cristallisation des monazites de ce faciès obtenu par la méthode classique (576 ± 4 Ma). Par contre, l'âge le plus jeune (435 Ma) peut représenter, soit une perte de Pb en raison de phénomènes d'altération (hydrothermale) qui peuvent avoir affecté ces monazites, soit une phase thermo-tectonique tardive. Il faut remarquer que les âges K-Ar des micas des granitoïdes de la région du Rio Doce varient communément entre 469 et 440 Ma (Vieira *et al.*, 1993). Ce même intervalle d'âge K-Ar est aussi observé dans les biotites et les muscovites des granitoïdes de l'état du Rio de Janeiro (Machado, 1997).

Les résultats obtenus pour les 24 analyses des monazites des granites Palmital ont des erreurs plus importantes. Malgré, la grande variabilité des valeurs, on a identifié aussi deux populations: l'une d'âge 613 ± 60 Ma et l'autre d'âge 397 ± 46 Ma (figure VI-3B). Ce faciès a été fortement affecté par la phase de déformation principale identifiée dans la région.

A titre comparatif nous avons aussi exécuté 28 analyses des monazites des schistes de la formation São Tomé (point MD38, mégaxénolithe dans le pluton Palmerim). Les deux populations obtenues (579 ± 26 Ma et 437 ± 30 Ma; figure VI-3C) montrent des âges très comparables à ceux du granite à mégafeldspath (MD41A). Ces monazites peuvent soit être le résultat d'un métamorphisme de contact en raison de l'intrusion du granite Urucum, soit avoir une cristallisation à partir de la migration vers les schistes des fluides précoces (métasomatisme), riches en ETR, provenant des granites.

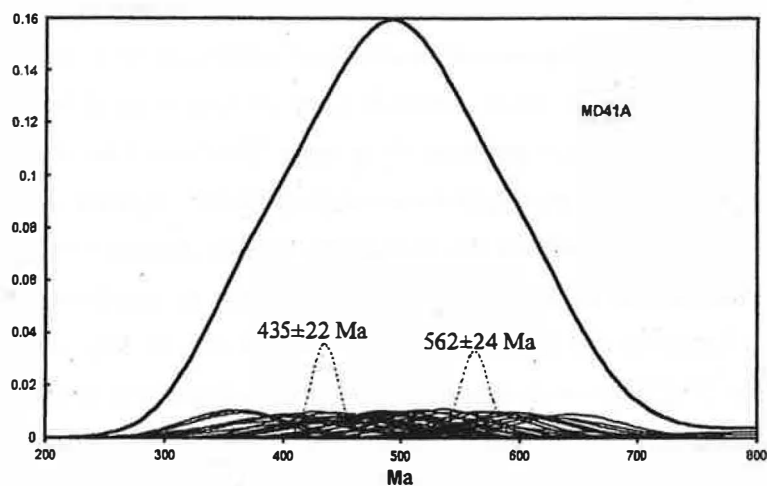
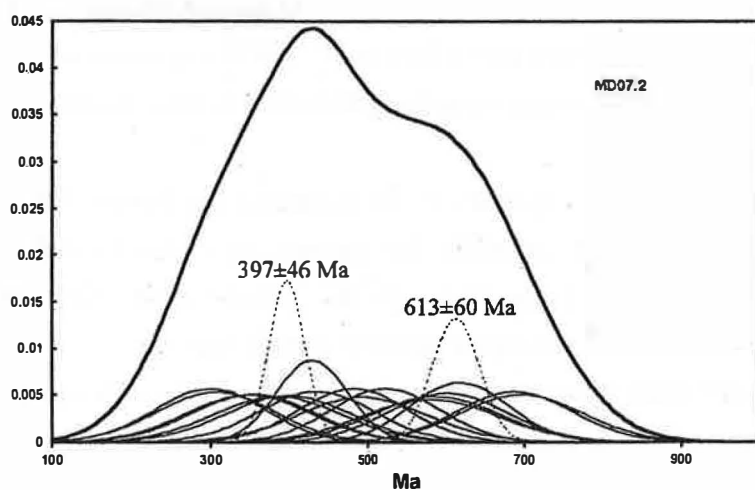
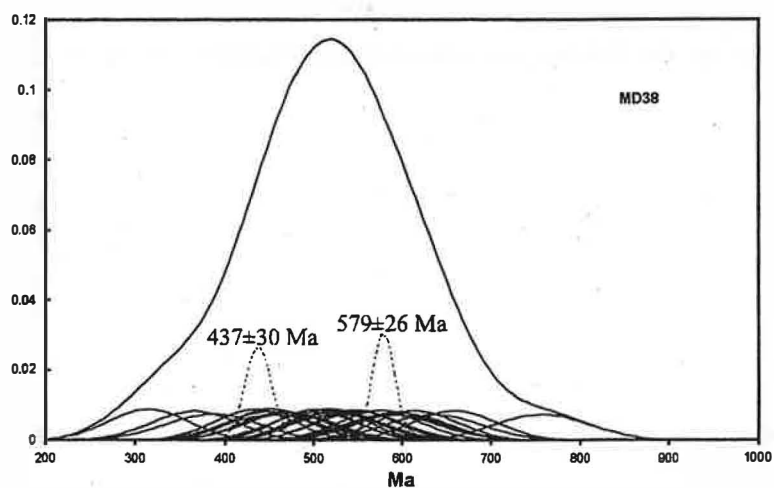
A**B****C**

Figure VI-3: Histogrammes des âges obtenus pour les monazites (méthode de datation à la microsonde): A) Granite Urucum (MD41A - 38 mesures); B) Granite Palmital (MD07.2 - 17 mesures); C) Schiste São Tomé (MD38 - 28 mesures).

VI-2 / L'étude isotopique Rb/Sr et Sm/Nd

VI-2.1 / Suite Galiléia

Nous avons utilisé pour l'étude isotopique Rb/Sr neuf échantillons de la suite Galiléia. Les échantillons MD61A (granodiorite), MD03A1 (granodiorite), MD14A (tonalite Itatiaia), MD61C2 (enclave) et MD03B1 (enclave) ont été analysés à l'Université Blaise Pascal (Clermont Ferrand) par C. Pin. La localisation de chacun de ces échantillons est dans les Annexes 09 et 10. Dans le but de compléter ces données, nous avons utilisé quatre échantillons analysés à l'Universidade Federal do Pará (79A, 79C, 116A et 115B) par M. Lafont en utilisant des échantillons de Correia Neves. Ces échantillons ont été également collectés dans la région de Conselheiro Pena (points CP02, MD03 et MD12). Nous avons choisi les échantillons que nous estimons, sur la base de l'étude géochimique, les moins affectés par des phénomènes d'altération et de remobilisation tardives.

Les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ (calculés avec $T=600\text{Ma}$) pour les échantillons des granitoïdes de la suite Galiléia sont relativement constants et se placent entre 0.7122 et 0.7132 (tableau VI-2; figure VI-4). Les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ des enclaves (MD61C2 et MD03B1) sont légèrement plus élevés que ceux de leurs roches hôtes (tableau VI-2). D'une manière générale, ces rapports suggèrent que l'origine du protolithe de ces roches est crustal. Cependant, il faut considérer que ces roches sont souvent déformées, ce qui peut avoir réhomogénéisé leur système Rb-Sr.

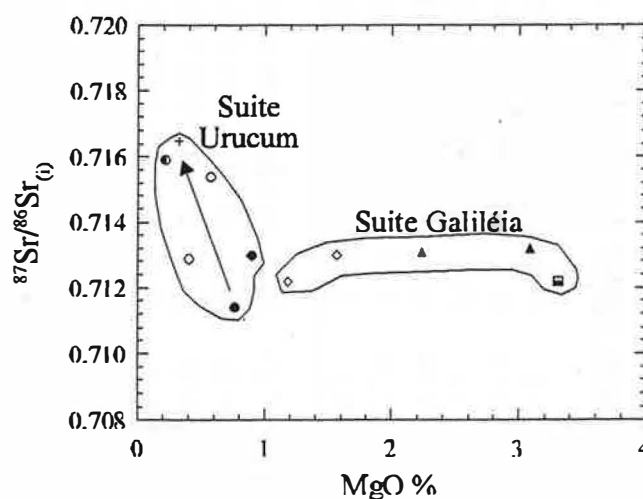


Figure VI-4: Diagramme du rapport isotopique initial en fonction du MgO pour les granitoïdes de la suite Galiléia (calculé pour 600Ma) et pour les granitoïdes de la suite Urucum (calculé pour 580 Ma).

Tableau VI-2: Données isotopiques Sm/Nd et Rb/Sr des granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum

Echantillon	Faciès	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}} \pm 2\sigma_{(M)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$	T_{CHUR} Ma	$T_{\text{D.M.}}$ Ma	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}} \pm 2\sigma_{(M)}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}^{(i)}$
Suite Urucum													
1) MD41 A	MFK	6.21	30.3	0.1238	0.511958 ± 6	-7.9	1425	1840	214	75	8.32	0.78189 ± 2	0.7130
2) MD37	MFK	5.53	26.2	0.1276	0.511996 ± 7	-7.5	1420	1860	248	55	13.2	0.82057 ± 2	0.7114
3) MD7-2	GMG	4.61	19.5	0.1426	0.512038 ± 7	-7.8	1695	2165	159	104	4.44	0.74965 ± 2	0.7129
4) MD33	GMG	3.99	16.5	0.1461	0.512034 ± 10	-8.1	1820	2290	237	53	13.1	0.82377 ± 2	0.7154
5) CP05	TOUR	2.18	9.49	0.1388	0.512003 ± 9	-8.2	1680	2125	165	59	8.15	0.78328 ± 2	0.7159
6) MD05C	PEG	0.51	1.58	0.1947	0.512256 ± 13	-7.4	-	-	132	45	8.55	0.78721 ± 2	0.7165
Suite Galiléia													
7) MD14A	TON	5.02	21.6	0.1406	0.511966 ± 7	-8.9	1830	2260	88	194	1.31	0.72339 ± 2	0.7122
8) MD61 A	GDT	4.71	22.3	0.1279	0.511914 ± 6	-8.9	1605	2010	91	162	1.63	0.72697 ± 2	0.7130
9) MD61 C2	ENC	6.91	25.8	0.1621	0.512050 ± 7	-8.9	2595	3010	90	154	1.69	0.72763 ± 2	0.7132
10) MD03A1	GDT	6.34	34.7	0.1105	0.511824 ± 8	-9.3	1440	1800	88	164	1.56	0.72557 ± 2	0.7122
11) MD03B1	ENC	6.21	30.3	0.1240	0.511929 ± 7	-8.3	1490	1900	124	135	2.66	0.73582 ± 2	0.7131

$T = 580$ Ma pour 1) 2) 3) 4) 5) 6)

$T = 600$ Ma pour 7) 8) 9) 10) 11)

T_{CHUR} est calculé avec les paramètres de Jacobsen et Wasserburg (1980)

$T_{\text{D.M.}}$ est calculé selon le modèle de De Paolo (1981)

Moyenne des standards La Jolla = 0.511850 ± 6 (2σ)

Suite Urucum	Suite Galiléia
PEG- Granite pegmatoïde	GDT -Granodiorite
TOUR- Granite à tourmaline	
GMG- Granite moyen à grossier (Palmital)	TON - Tonalite
MFK- Granite à mégafeldspath	ENC- Enclave

Lorsque tous les points analytiques (à l'exception des enclaves) sont reportés dans le diagramme isochronique (figure VI-5A) ils indiquent un âge de 594 ± 72 Ma (M.S.W.D. = 4.31) avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7208$. Cependant, lorsqu'on ne considère pas l'échantillon MD61A, nous avons une isochrone d'âge 592 ± 26 Ma (M.S.W.D. = 1.4) avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7207$ (figure VI-5B), donc d'âge très comparable (malgré l'erreur importante) à celui (594 ± 6 Ma) obtenu par la datation U-Pb des zircons. En effet, l'échantillon MD61A semble assez contaminé par des xénocristaux de plagioclase de coeur très calcique provenant des enclaves, ce qui peut suggérer une homogénéisation isotopique incomplète pour le système Rb-Sr.

Nous avons choisi pour l'étude Sm-Nd les mêmes échantillons que ceux qui ont été utilisés pour l'étude Rb-Sr (tableau VI-2). Cependant nous n'avons pas de données Sm-Nd pour les échantillons 79A, 79C, 116A et 115B. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diminue avec la diminution des teneurs en MgO, MnO, CaO et Y depuis la Tonalite Itatiaia jusqu'aux granodiorites (figure VI-6). Tous ces éléments sont concentrés de façon significative dans les grenats (almandin-grossulaire) de ces roches, ce qui montre l'importance de ce minéral pour le contrôle isotopique Sm-Nd de cette suite.

Le $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$, calculé pour $T=600$ Ma, est -8.9 pour la Tonalite Itatiaia et pour la granodiorite MD61A et -9.3 pour la granodiorite MD03A1. Ces valeurs, assez négatives du $\varepsilon_{\text{Nd}(600)}$, confirment l'origine crustale de ces granitoïdes, déjà suggéré par l'étude Rb-Sr. Les enclaves MD61C2 et MD03B1 montrent des $\varepsilon_{\text{Nd}(600)}$ (-8.9 et -8.3, respectivement) très comparables à ceux de leurs roches hôtes.

Les âges modèles ("temps de résidence crustale") pour les granitoïdes de la suite Galiléia sont obtenus sur la base des valeurs du manteau dépleté (DM; De Paolo, 1981). Ils varient de 2260 à 1800 Ma, à l'exception de l'enclave MD61C2 qui indique un âge modèle de 3010 Ma. En assumant ces âges modèles comme les âges d'extraction du manteau des protolithes des magmas granitiques de la suite Galiléia, nous pouvons suggérer que la fusion de roches du Protérozoïque inférieur (cycle Transamazônico) est à l'origine des granitoïdes de la suite Galiléia. En effet, avant la fusion à l'origine des granitoïdes de la suite Galiléia, il semble que les protolithes de ces roches ont séjourné longtemps (depuis le Protérozoïque inférieur) dans la croûte d'où les valeurs $\varepsilon_{\text{Nd}(600)}$ comparables et faibles. Cette hypothèse a aussi été suggérée par Compston & Chappell (1979) et McCulloch & Chappell (1982) pour expliquer ces caractéristiques dans les granitoïdes de la suite Jindabyne (ceinture Lachlan, Australie).

Dans le cas des enclaves, l'interprétation des $\varepsilon_{\text{Nd}(600)}$ et des âges modèles est plus difficile à comprendre en raison du rééquilibrage roche hôte-enclave qui peut avoir affecté leurs systèmes isotopiques originaux.

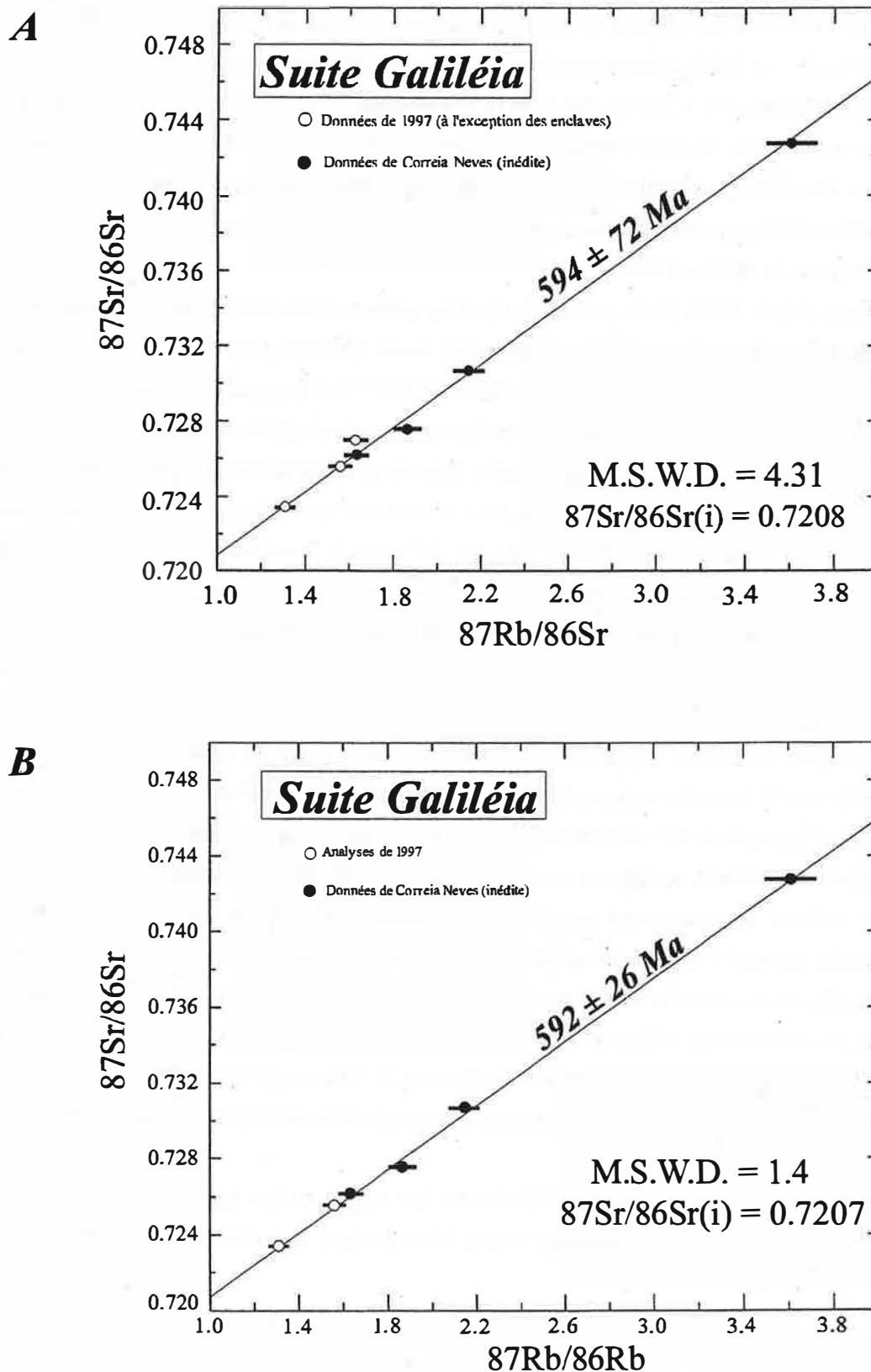


Figure VI-5: Diagrammes isochroniques Rb-Sr pour les granitoïdes de la suite Galiléia: A) En considérant tous les échantillons analysés à l'exception des enclaves; B) En considérant les mêmes échantillons du diagramme A à l'exception de l'échantillon MD61A.

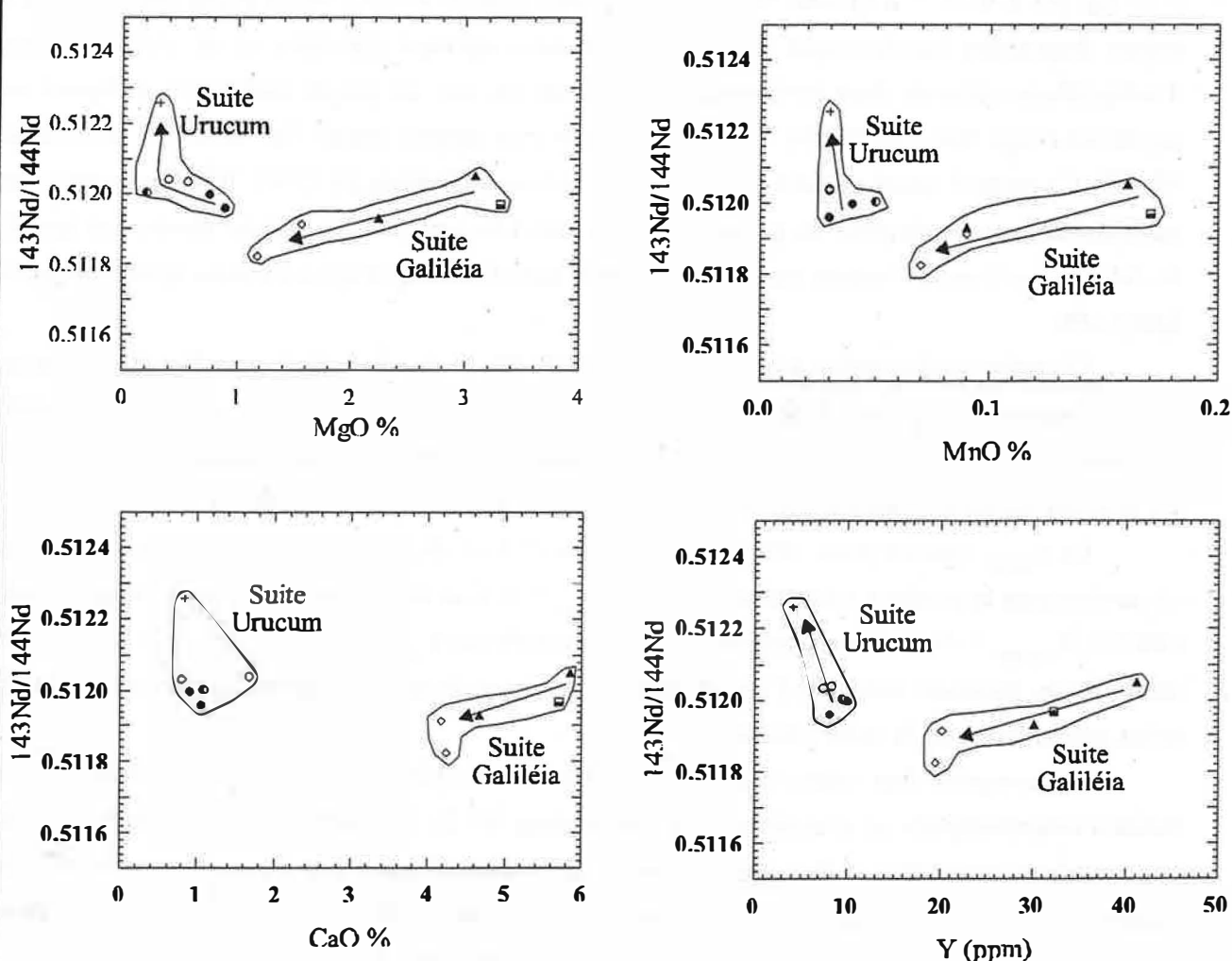


Figure VI-6: Diagrammes montrant la variation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du MgO (A), MnO (B), CaO (C) et Y (D).

VI-2.2 / Suite Urucum

Dans les granitoïdes de la suite Urucum, nous avons analysé 6 échantillons par la méthode Rb-Sr: MD41A (faciès Urucum), MD07.2 (faciès Palmital), MD33 (faciès Palmital), CP05 (faciès à tourmaline) et MD05C (faciès pegmatitique) (voir Annexes 9 et 10 pour la localisation). Il faut remarquer que les granitoïdes de la suite Urucum sont assez déformés (surtout l'échantillon MD07.2) ce qui peut, en raison des mobilisations d'éléments dû à la migration de fluides, avoir affecté (réhomogénéisé) le système isotopique Rb-Sr de ces roches.

Les rapports isotopiques initiaux (calculé avec $T=580$ Ma) pour les échantillons des granitoïdes de la suite Urucum varient de 0.7114 à 0.7165 (tableau VI-2). Le rapport initial augmente avec l'évolution depuis le faciès Urucum jusqu'au faciès pegmatitique (figure VI-4).

Les points analytiques des échantillons de la suite Urucum indiquent un isochrone d'âge 596

± 50 Ma (M.S.W.D. = 3.5) avec $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7462$ (figure VI-7A). Nous avons reporté dans un même diagramme isochronique nos résultats et ceux obtenus par Silva *et al.* (1987) à partir d'échantillons collectés dans les faciès Urucum. Dans ces cas, les points analytiques indiquent une isochrone d'âge 589 ± 30 Ma (M.S.W.D. = 2.51) avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7465$ (figure VI-7B). Ce rapport initial est plus élevé que celui de la suite Galiléia (0.7208). Il indique une source essentiellement crustale pour les granitoïdes de la suite Urucum. Malgré l'erreur élevée, cet âge Rb-Sr indique que la suite Urucum est plus jeune que la suite Galiléia, ce qui a été aussi démontré par les âges U-Pb.

Les mêmes échantillons analysés par la méthode Rb-Sr ont été utilisés pour l'étude isotopique Sm-Nd (tableau VI-2). Dans les roches de la suite Urucum, le système Sm-Nd semble être contrôlé de manière significative par le grenat, car les roches les plus riches en grenat (granite pegmatitique et les granites du faciès Palmital) ont le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ le plus élevé (figure VI-6).

Le $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ calculé pour 580 Ma, varie entre -7.4 et -8.2. Les valeurs les plus faibles sont observées dans le granite à tourmaline (CP05; $\epsilon_{\text{Nd}(580)} = -8.2$) et dans un échantillon du faciès Palmital (MD33; $\epsilon_{\text{Nd}(580)} = -8.1$). Le granite pegmatitique montre un $\epsilon_{\text{Nd}(580)}$ (-7.4) très proche de ceux des autres faciès, ce qui est en faveur d'un lien génétique entre ce faciès (et en conséquence les pegmatites) et les autres faciès de la suite Urucum.

L'âge modèle (par rapport au DM de De Paolo, 1981) obtenu pour les deux échantillons du faciès à mégafeldspath est d'environ 1800 Ma (tableau VI-2). Par contre, les autres faciès ont des âges modèles relativement plus anciens (entre 2290 à 2125 Ma). Ces âges sont confirmés par l'identification d'une mémoire isotopique héritée à partir de la datation U-Pb des zircons du faciès d'Urucum (2.0 ± 0.3 Ga) et du faciès Palmital (2.0 Ga environ). En résumé, les valeurs du $\epsilon_{\text{Nd}(580)}$, les âges modèles et la mémoire isotopique U-Pb héritée nous indiquent que les granitoïdes de la suite Urucum ont été formés à partir de la fusion de roches crustales d'âge Protérozoïque inférieur.

VI-3 / Discussion

Bien que l'acquisition d'un plus grand nombre de données isotopiques dans les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum eux-mêmes et dans les roches du socle de la région soit nécessaire pour mieux contraindre leurs caractéristiques isotopiques et celles de leurs origines, les données obtenues ici nous permettent de préciser certains aspects importants pour la compréhension de l'évolution géologique régionale.

Les données isotopiques U-Pb caractérisent de façon précise l'âge de la mise en place des granitoïdes métallumineux d'affinité calco-alkaline de la suite Galiléia (594 ± 6 Ma) et des granitoïdes péralumineux du faciès Palmital de la suite Urucum (582 ± 2 Ma). Les zircons du faciès Urucum sont très contaminés et ils ne permettent pas la datation de ce faciès. En considérant les erreurs maximales obtenues à partir des âges des zircons, la différence minimale d'âge entre les deux suites est de 4 Ma. Malgré les erreurs importantes, les âges isochroniques obtenus par la méthode Rb-Sr pour

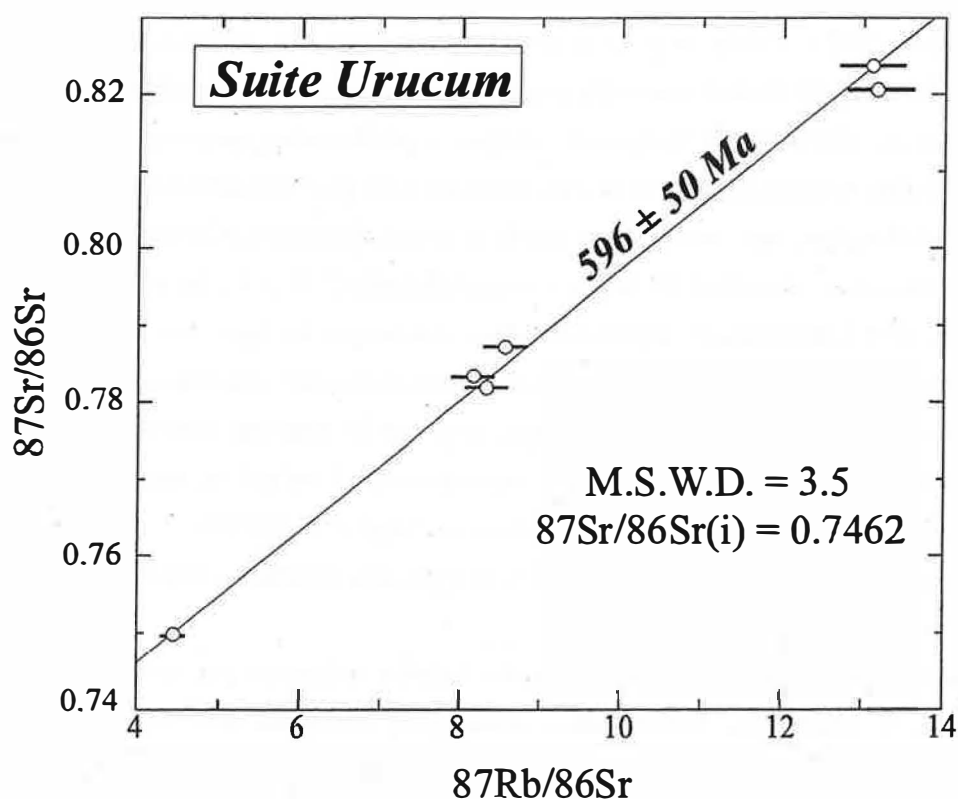
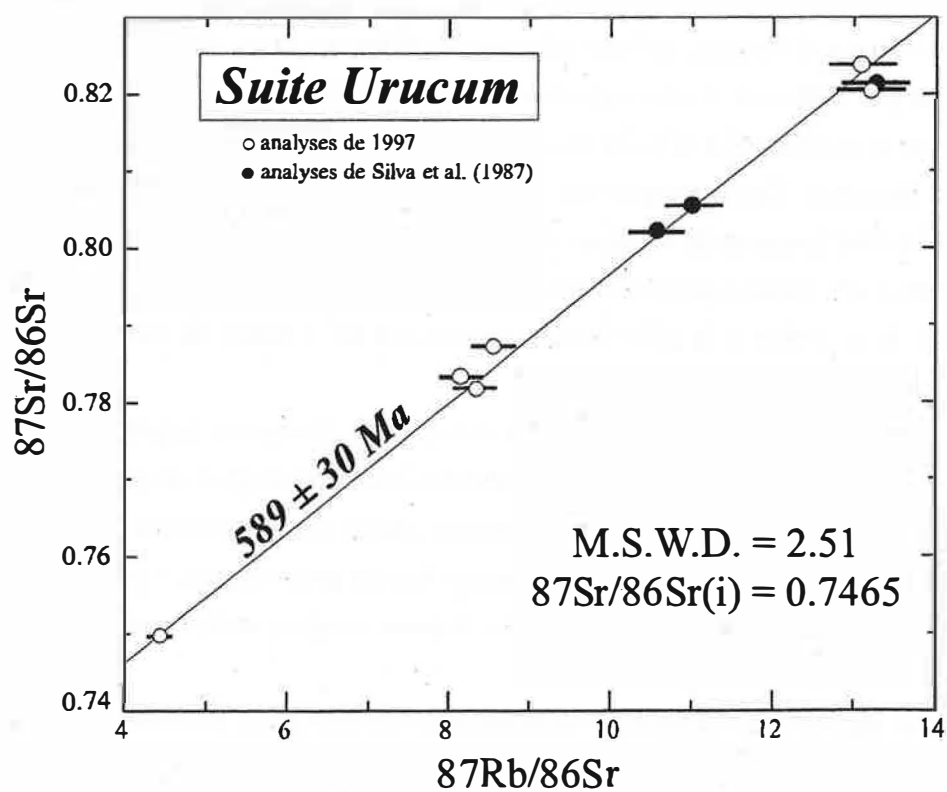
A**B**

Figure VI-7: Diagramme isochronique Rb-Sr pour les granitoïdes de la suite Urucum: A) En utilisant les échantillons analysés au cours de ce travail; B) En utilisant les mêmes échantillons du diagramme A plus les analyses Rb-Sr des granites de la suite Urucum de Silva et al. (1987).

la suite Galiléia (592 ± 26 Ma) et pour la suite Urucum (589 ± 30 Ma) sont relativement proches des âges U-Pb des zircons. Dans l'ensemble ces données géochronologiques indiquent que ces suites se sont mises en place pendant le Néoprotérozoïque et qu'elles sont associées au magmatisme du cycle Brasiliano. Il faut remarquer que les roches étudiées sont souvent déformées, ce qui suggère que les âges Rb-Sr obtenus peuvent représenter l'âge de la réhomogénéisation isotopique due à la déformation.

Les âges des monazites du faciès à mégafeldspath (573 ± 4 Ma) et du faciès Palmital (576 ± 4 Ma) de la suite Urucum sont légèrement plus jeunes que les âges des zircons du faciès Palmital (582 ± 2 Ma). Ceci suggère soit que les monazites ont fermé leur système isotopique plus tardivement que les zircons dans l'évolution magmatique, soit que le système isotopique des monazites a été affecté par des mobilisations tardi- à post-magmatiques. Finalement, on observe la présence d'un phénomène probablement d'origine hydrothermal et d'âge 470-430 Ma environ indiqué par la datation des monazites à la microsonde électronique. Ces âges sont proches à des âges K-Ar de micas (Vieira *et al.*, 1993).

Les valeurs ϵ_{Nd} et $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour la suite Galiléia indiquent une forte contribution crustale à l'origine de ces granitoïdes. Les données isotopiques indiquent aussi la présence d'un important rééquilibrage isotopique entre les enclaves et leurs roches hôtes respectives, ce qui a été initialement suggéré par des évidences minéralogiques et chimiques. Les modèles suivants sont envisagés pour expliquer ce rééquilibrage isotopique enclave-roche hôte:

1- le système enclaves-roche hôte peut dériver de deux magmas coexistants, avec des rapports isotopiques initiaux différents, qui ont subi un rééquilibrage assez significatif en raison du transfert de Sr et Nd par diffusion. Cette hypothèse est compatible avec les données expérimentales qui montrent que le coefficient d'activité des ETR est plus faible dans les liquides basaltiques que dans les liquides felsiques. Ceci implique que lors d'un mélange, les ETR vont avoir une partition à la faveur des liquides basiques du système. En effet, nous pouvons avoir un équilibre par diffusion de Sr et Nd, bien que l'enclave garde son intégrité physique. Le pôle felsique (granitoïdes) peut provenir d'une fusion de la croûte et le pôle mafique (enclaves) de la fusion de roches basiques de la croûte inférieure soit du manteau;

2- Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativement élevés et ϵ_{Nd} fortement négatifs dans les granitoïdes de la suite Galiléia et leurs enclaves est aussi cohérent avec une origine magmatique crustale. Dans ce cas, les enclaves sont soit dérivées des magmas le moins évolués (stades de différenciation initiaux du magma parental), soit des cumulats de cristaux formés précocement. La fusion de roches basiques à intermédiaires et hydratées avec une longue histoire crustale semble capable de fournir ce type de magma;

3- Ces rapports isotopiques semblables peuvent être aussi expliqués par le modèle restitique où les enclaves sont considérées comme des restites réfractaires partiellement préservés du protolithe qui a fourni les granitoïdes hôtes. Dans notre cas, ce modèle semble plus éloigné en raison surtout des caractéristiques texturales et minéralogiques qui suggèrent une origine magmatique des enclaves étudiées.

Ces modèles ont été proposés antérieurement par Pin *et al.* (1990) dans l'étude isotopique

des enclaves des massifs hercyniens du nord du Massif Central (France). Dans notre cas, les données isotopiques existantes dans les granitoïdes de la suite Galiléia ne permettent pas d'opter pour l'un des deux modèles principaux proposés ci-dessus (modèle 1 et 2), cependant les études pétrographiques, minéralogiques et chimiques de cette suite suggèrent la présence d'un mélange entre deux pôles (felsique et mafique), ce qui est favorable au modèle (1) ci-dessus. De la même façon que pour les tonalites de Murrumbucka de la ceinture Lachlan en Australie (Chappell & White, 1992), nous invoquons un mélange magmatique entre un pôle felsique (croûte) et un pôle mafique (croûte inférieur ou manteau) pour expliquer les compositions isotopiques très évoluées qui contrastent avec le caractère métalumineux (et riches en hornblende) des granitoïdes de la suite Galiléia.

Dans la suite Urucum, la contribution crustale se traduit par des valeurs assez négatives d' ϵ_{Nd} et par un rapport isotopique initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ très élevé (= 0.7465, obtenu à partir de l'isochrone). Ces valeurs confirment aussi l'étroite liaison des granites pegmatitiques (et par conséquent des pegmatites) avec les autres faciès de la suite Urucum, ce qui favorise l'hypothèse de la formation des pegmatites de la région à partir des liquides résiduels de la suite Urucum.

Finalement, les âges modèles Sm-Nd (DM de De Paolo, 1981) suggèrent un âge Protérozoïque inférieur (2.2 à 1.8 Ga) pour les protolithes des granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum, ce qui caractérise l'importance du cycle Transamazônico dans la région. Dans le cas de la suite Urucum, ces âges modèles sont confirmés par les zircons ayant une mémoire isotopique héritée d'âge 2.2 ± 0.3 Ga.

Chapitre VII

Comparaison avec d'autres **suites granitiques de la** **ceinture Atlantique** **et discussion**

VII-1 / Les granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum

Caractéristiques générales

Les granitoïdes de la suite Galiléia sont représentés par des tonalites, tonalo-granodiorites, granodiorites, granites et microgranites et sont formés par la biotite, le plagioclase (bytownite à andésine), l'amphibole (hornblende-tschermakite), le grenat (almandin-grossulaire), le feldspath potassique, le quartz, le zircon, l'allanite, l'épidote, le sphène et l'apatite. L'amphibole est limitée aux faciès les moins évolués. La variation des proportions modales et de la composition chimique des certains minéraux indiquent une évolution depuis les tonalites jusqu'aux granites et microgranites. Ces roches (principalement les tonalo-granodiorites et granodiorites) sont riches en enclaves magmatiques. Les données pétrographiques, minéralogiques (plagioclase, biotite, amphibole et zircon), géochimiques et isotopiques montrent un processus de mélange mécanique et de rééquilibrage chimique entre les enclaves et leurs roches hôtes.

Les granitoïdes de la suite Urucum sont représentés par des leucogranites porphyritiques à mégacristsaux de feldspath potassique (faciès Urucum), des granites à grain moyen à grossier assez déformés (faciès Palmital), des granites à tourmaline et des granites pegmatitiques. Ces granitoïdes se distinguent de ceux de la suite Galiléia par la présence de mégacristsaux de feldspath potassique de taille centimétrique (jusqu'à 8-10 cm), de muscovite primaire, de biotite riche en aluminium, de grenat almandin-spessartine, de monazite, de tourmaline et par l'absence de plagioclases très calciques. La variation des proportions modales et la composition chimique des minéraux indiquent une évolution depuis le faciès Urucum jusqu'au faciès pegmatitique. L'étude des zircons a montré une typologie et une composition chimique caractéristiques de granites crustaux et, dans certains cas, la présence de coeurs hérités. Les leucogranites de la suite Urucum ne contiennent pas d'enclaves magmatiques mais on observe souvent des xénolithes riches en biotite (schiste de la formation São Tomé).

La composition chimique

Les roches de la suite Galiléia sont des roches métalumineuses à légèrement péralumineuses d'affinité calco-alcaline. La composition de ces roches indique une évolution allant des tonalites aux microgranites. Cette évolution a été contrôlée principalement par la cristallisation fractionnée de la biotite et de l'amphibole dans les faciès les moins évolués et par la cristallisation de la biotite et des feldspaths dans les faciès le plus évolués. Les minéraux accessoires (allanite, grenat, sphène et zircon) ont eu un rôle important dans le contrôle de certains éléments en traces (Zr, Hf, Nb, Y, Pb et Th).

Les leucogranites de la suite Urucum sont péralumineux, comparables à ceux des granites du type S associés à un environnement de collision de plaques continentales, ce qui contraste avec les granitoïdes de la suite Galiléia. Globalement, on a pu définir une suite évolutive allant des granites du faciès Urucum aux granites pegmatitiques, ce qui confirme les observations de terrain et l'étude minéralogique. Le fractionnement de la biotite, de la monazite et du zircon contrôlent l'essentiel du comportement des éléments compatibles de ces leucogranites (Zr, Hf, Th, Ti, Mg, Fe et terres rares). Les pegmatites étudiées dans la région sont pauvres en éléments qui ont eu un comportement compatible dans les granites (REE, Zr, etc). En revanche, d'autres éléments tels que le Mn, le P, le Be, le Cs, le Ta et

le B sont incompatibles dans les granites de la suite Urucum. Ces éléments sont communs dans les minéraux des pegmatites à éléments rares. Ces observations suggèrent que les pegmatites à éléments rares de la région de Conselheiro Pena et Galiléia sont le résultat de la cristallisation tardive des liquides résiduels provenant de la cristallisation des granites de la suite Urucum.

Conditions de cristallisation

La présence de plagioclase très calcique et du grenat almandin-grossulaire suggère une cristallisation en profondeur (10 kbar) pour les granitoïdes de la suite Galiléia. L'étude géobarométrique des amphiboles indique des pressions allant jusqu'à 10.5 kbar. La température de cristallisation était comprise entre 850°C et 700°C. Ces minéraux (plagioclase, amphibole et grenats), de cristallisation relativement précoce, ont cristallisé dans une chambre magmatique en profondeur dans le faciès granulite et, ensuite, ils ont été remontés de façon rapide grâce à des zones profondes de cisaillement et au jeu de chevauchements (mégastructures en fleur; Machado & Endo, 1993b) vers des niveaux structuraux de mise en place plus superficiels.

Les granitoïdes de la suite Urucum ont cristallisé à des températures (entre 750-600°C) et des pressions (environ 4kbar; 12 à 15 km de profondeur) moins importantes que celles de la suite Galiléia. Ces conditions semblent compatibles avec un niveau de mise en place dans le faciès amphibolite inférieur. L'estimation des conditions de cristallisation des pegmatites à éléments rares de la région indique des pressions inférieures à 3.2 kbar et des températures inférieures à 540 °C.

Mise en place

L'ascension et la mise en place des granitoïdes de la suite Galiléia et surtout de ceux de la suite Urucum et des pegmatites ont été fortement contrôlées par des zones de cisaillement avec forte composante décrochante dextre et communément sub-verticales. Ces failles sont liées à la phase principale de déformation (phase D₁) de la région (voir chapitre II).

Strong & Hanmer (1981) et Barbarin (1996) ont observé que la position des leucogranites à biotite et muscovite, comparables à ceux de la suite Urucum, est fréquemment associée à des zones de cisaillement, par exemple: dans l'Himalaya et dans l'ouest de l'Europe (Massif Central, Bretagne et Galice). Ces roches sont toujours déformées soit par des zones de cisaillement locales et parfois concentrées dans les contacts soit par une déformation plus intense, comparable à celle identifiée dans les plutons de la suite Urucum, caractérisée souvent par une importante elongation des plutons parallèlement à des structures régionales (Berdiel, 1995). En effet, les granites à biotite et muscovite (sans cordiérite) sont rares dans la ceinture Lachlan (Australie) où les zones de cisaillement sont également rares (Barbarin, 1996).

La présence de fluide est un facteur fondamental dans la genèse des granites à biotite et muscovite comme ceux de la suite Urucum. Le caractère syn-tectonique des granitoïdes de la suite Urucum avec une mise en place associée à des accidents structuraux de direction NS à NW (phase D₁) suggère que les zones de cisaillement ont joué un rôle important dans la concentration et la canalisation des fluides et aussi des liquides résiduels. La forme allongée de certains corps de la suite Urucum suggère une faible viscosité induite pour la richesse en fluide des magmas. Les fluides ont permis également la lubrification des zones

de cisaillement et, probablement, une fusion plus accentuée des sources. Plusieurs études (voir révision dans Strong & Hanmer, 1981) montrent le rôle important des zones de faille comme source de chaleur et comme conduit pour un grand volume de fluides pendant la déshydratation de fragments de croûte durant le processus de convergence de plaques (collision et subduction).

Dans notre cas, l'abondance en fluides (probablement riches, mais encore sous-saturés en eau) est confirmée par l'abondance des pegmatites génétiquement associées aux granites de la suite Urucum. Le rapport des zones décrochantes de cisaillement avec des granites et des pegmatites est observé dans d'autres champs pegmatitiques tels que: le "Archeen English River belt" et le "Quetico belt" de la province Supérieur (Cerny, 1990); le "Hercynian tin-spodumene belt" de la province des Appalaches (Kesler, 1976) et les ceintures dans l'ouest de la province Pamir-Hindukush (Rossovskiy & Chmyrev, 1977).

Les âges et les données isotopiques

Les données U-Pb en zircons indiquent un âge de 594 ± 6 Ma pour les granitoïdes de la suite Galiléia (faciès granodioritique) et de 582 ± 2 Ma pour la suite Urucum (faciès Palmital). Les âges obtenus par la datation U-Pb sur des monazites sont 576 ± 4 Ma pour le faciès Palmital et 573 ± 4 Ma pour le faciès Urucum. Malgré les erreurs importantes, les âges isochrones obtenus par la méthode Rb-Sr pour la suite Galiléia (592 ± 26 Ma) et pour la suite Urucum (589 ± 30 Ma) sont relativement proches des âges U-Pb. Ces âges Rb-Sr et U-Pb sont relativement plus anciens que celui (550 ± 20 Ma; Rb-Sr) obtenu par Angeli (1988) pour les granites considérés de la suite Galiléia dans la région de Ipanema (au sud de la région étudiée dans ce travail).

Le rapport initial obtenu à partir de l'isochrone dans les granitoïdes de la suite Galiléia est de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i) = 0.7207$ et le ϵNd varie entre -8.9 et -9.3. Les granitoïdes de la suite Urucum montrent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ encore plus élevé (0.7462) que celui de la suite Galiléia et des valeurs du ϵNd entre -7.4 et -8.2. Dans les deux suites les âges modèles montrent des valeurs entre 2300 Ma et 1800 Ma, à l'exception d'une enclave dont l'âge modèle est de 3010 Ma. Ces valeurs montrent l'importance de la contribution d'une croûte continentale ancienne dans la genèse de ces granitoïdes.

VII-2 / Comparaison avec d'autres granitoïdes de la ceinture Atlantique

Les granites métalumineux d'affinité calco-alcaline

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des granitoïdes de la suite Galiléia étudiés dans ce mémoire montrent une affinité avec la lignée magmatique calco-alcaline identifiée par Machado (1997) dans certains granitoïdes (appelés granitoïdes pré- à syn- F_2) de l'état du Rio de Janeiro. Ces granitoïdes pré- à syn- F_2 sont représentés par des roches charnockitiques (massifs de Bela Joana et de Niterói) et par des associations diorite, tonalite, granodiorite et granites communément riches en enclaves (batholites Angelim et Serra dos Órgãos). Les roches des batholites Angelim et Serra dos Órgãos montrent une association minéralogique très comparable à celle des granitoïdes de la suite Galiléia, avec la présence de l'association amphibole-grenat-biotite et des accessoires allanite et sphène.

L'association tonalite-granodiorite-granite des batholites Angelim et Serra dos Órgãos semble représenter un groupe de granitoïdes qui s'est mis en place sous des conditions métamorphiques du faciès amphibolite (moyen à élevé). Par contre, les charnockites Bela Joana ont été mise en place dans un niveau structural plus profond sous des conditions du faciès granulite (Machado, 1997).

La granodiorite de Muniz Freire (état de l'Espirito Santo), interprétée par Campos Neto & Figueiredo (1995) comme un granitoïde calco-alkalin semble appartenir au même cortège granitique pré-collision que les granitoïdes de la suite Galiléia et, probablement, les granitoïdes du batholite Angelim et du batholite Serra dos Órgãos (état du Rio de Janeiro).

L'âge obtenu par Machado (1997) pour le granitoïde Angelim est de 612 ± 21.6 Ma (Rb-Sr) et pour le granitoïde de la Serra dos Órgãos est de 598 ± 5.6 Ma (Rb-Sr). Ces âges sont très proches des âges U-Pb (594 ± 6 Ma) et Rb-Sr (592 ± 26 Ma) de la suite Galiléia et ils sont aussi comparables à celui des charnockites de Bela Joana (599.6 ± 10 Ma; Rb-Sr; Batista, 1984). L'âge de la granodiorite du batholite de Muniz Freire est de 580 ± 28 Ma (Söllner *et al.*, 1987). Il faut remarquer aussi que les granitoïdes Angelim et Serra dos Órgãos ont des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles (0.709) que celui de la suite Galiléia (0.7207) ce qui peut indiquer une contribution crustale plus importante dans les granitoïdes Galiléia par rapport aux granitoïdes Angelim et Serra dos Órgãos.

L'âge de 594 ± 6 Ma (U-Pb) obtenu par la suite Galiléia et les âges Rb-Sr des granitoïdes calco-alkalins Angelim, Serra dos Órgãos, Bela Joana et Muniz Freire sont proches à la limite supérieure (590 Ma) stipulée par Figueiredo & Campos Neto (1993) et Campos Neto & Figueiredo (1995) pour les granites pré-collision et ils sont plus jeunes que l'intervalle d'âge suggéré par Machado (1997) pour les granites de pré-collision (~ 650 -620 Ma). A partir de l'intégration des ces données géochronologiques, nous pouvons suggérer que le magmatisme métalumineux d'affinité calco-alkaline a eu lieu entre ~ 620 Ma et 588 Ma.

Ces granitoïdes métalumineux ont une mise en place associée à l'événement régional F_2 (Machado, 1997) qui représente l'événement tectonique majeur de l'orogène. Cet événement a été responsable pour la foliation régionale synmétamorphique qui transpose largement les structures anciennes. Régionalement, cet événement caractérise une orogénèse transpressionnelle représentée par des zones de cisaillement dextres et par des zones de chevauchement associées à des mégastructures "en fleur" (Machado & Endo, 1993b; Machado, 1997). La phase principale de déformation (phase D_1) identifiée dans la région du Rio Doce (ce mémoire, chapitre II) a une géométrie et une cinématique compatible avec ce même événement.

Les granites péralumineux crustaux

Dans l'état du Rio de Janeiro, plusieurs auteurs (Machado *et al.*, 1989; Machado, 1997; Machado & Demange, 1991; Heilbron, 1993 et 1995) ont identifié des leucogranites dans les batholites Serra das Araras et Rio Turvo. Les leucogranites sont considérés par ces auteurs comme de syn-collision. Dans l'état de l'Espirito Santo et au nord du Rio de Janeiro, Figueiredo & Campos Neto (1993), Féboli *et al.*, (1993) et Rêgo (1989) ont distingué également des leucogranites (Colatine, Catalunha et São Fidélis). Ces auteurs considèrent ces leucogranites comme étant de pré- à syn-collision et associés à l'orogénèse Rio Doce.

On observe que l'âge U/Pb sur monazites des granites Rio Turvo (579 ± 2 Ma) obtenu par Valladares (1996) est très proche des âges U-Pb sur zircon (582 ± 2 Ma) et monazite (576 ± 4 Ma pour le faciès Urucum et 573 ± 4 Ma pour le faciès Palmital) de la suite Urucum. Il faut remarquer qu'il n'existe pas de datation Rb-Sr dans les granites péralumineux de Serra das Araras et de Rio Turvo, ce qui interdit une comparaison avec l'âge Rb-Sr de la suite Urucum (589 ± 30 Ma). En considérant ces âges, nous remarquons que ces granites sont relativement plus anciens (~ 10 -20 Ma) que l'événement de collision proposé par Figueiredo & Campos Neto (1993) et Campos Neto & Figueiredo (1995). En revanche, les âges obtenus se placent dans l'intervalle (600-590/570 Ma) proposé par Machado (1997) pour le magmatisme associé à la phase de collision de l'état du Rio de Janeiro. En conclusion, nous proposons que la phase de collision se situe entre 584 et 570 Ma.

La phase de déformation D_1 dans la région étudiée, caractérisée par des zones de cisaillement sub-verticales, a conditionné de façon importante l'ascension et la mise en place des granitoïdes de la suite Urucum. Ces observations sont en accord avec le modèle de collision oblique en régime transpressional proposé par Machado & Endo (1993b), Ebert *et al.* (1996) et Machado (1997).

Le fort épaissement de la croûte a été accompagné par un métamorphisme régional de pression faible à moyenne avec la formation de granites essentiellement péralumineux à partir de la fusion de roches alumineuses méso-crustales (paragneiss et métasédiments) (Campos Neto & Figueiredo, 1995 et Machado, 1997) enrichies probablement par des fluides issus des réactions de déshydratation accompagnant le "overthrusting" de séquences métasédimentaires. Les données isotopiques (ϵ_{Nd} entre -7.4 et -8.2 et $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7462$) et la présence assez fréquente de coeurs de zircons hérités confirment l'origine crustale de ces roches.

A la fin de la cristallisation de la suite Urucum, toujours dans un régime transpressif, mais sous des conditions de pression (pression < 3.2 kbar) et température (de l'ordre de $540^\circ C$) plus faibles, les pegmatites à éléments rare de la région se mettent en place.

VII-3 / Discussion

Aspects généraux

Nous pouvons envisager, par analogie aux roches du groupe Macaúbas (formation Salinas) localisées au nord de la région étudiée (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992 et Pedrosa-Soares *et al.*, 1994), que l'histoire géologique Néoprotérozoïque de la région du Rio Doce a été marquée par le dépôt des roches du groupe Rio Doce (micaschistes de la formation São Tomé) et du groupe Crenaque (quartzites) à partir de l'extension associée au "rift" Araçuaí au début du Néoprotérozoïque (~ 900 Ma). Le "rift" Araçuaí fait partie d'un système de "rift" d'âge entre 1100 et 900 Ma qui a affecté la région orientale du Brésil et la région occidentale de l'Afrique (Porada, 1989).

Ensuite, il y eut une inversion tectonique régionale et les roches du groupe Rio Doce et du groupe Crenaque ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite inférieur. Ces roches enregistrent les deux phases principales de déformation (voir chapitre II de ce mémoire) associées à l'événement compressif du cycle Brasiliano à la fin du Néoprotérozoïque: la phase principale D_1 , marquée par une foliation de direction

NS à NW à fort pendage (normalement $>50^\circ$) et par une linéation minérale oblique à sub-horizontale; et la phase D_2 , représentée par un clivage de crénulation et par des failles normales. Ces phases s'associent, respectivement, à des zones de cisaillement avec une forte composante décrochante dextre et à une phase d'extension tardive. Cet événement compressif a été fondamental pour la genèse et la mise en place des magmas à l'origine des granitoïdes de la suite Galiléia, de la suite Urucum et, probablement, d'une grande partie des granitoïdes de la ceinture de cisaillement Atlantique (voir révision générale dans Machado, 1997).

La grande abondance de granitoïdes associés à des ceintures mobiles d'âge Brasiliano figure parmi les caractères essentiels de la géologie de la région sud-est du Brésil. De ce point de vue, la ceinture de cisaillement Atlantique (*sens* Machado & Endo, 1993a) se rapproche de la chaîne Hercynienne d'Europe et des Andes, qui sont aussi des chaînes caractérisées par la présence massive de granitoïdes. Deux modèles principaux essayent d'expliquer le magmatisme granitique de la ceinture de cisaillement Atlantique: un modèle qui suggère la subduction d'une croûte océanique (Machado, 1990; Wiedemann, 1993; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Machado, 1997) et un modèle de collision de masses continentales (Artur & Wernick, 1986; Wernick & Gallembek, 1985; Ebert *et al.*, 1996)

Modèle de subduction

En considérant le modèle de subduction d'une lithosphère océanique, il faut remarquer la présence dans la littérature de différentes hypothèses. Certains auteurs suggèrent une subduction vers le sud-est (Soares, 1988; Reis Neto & Cordani, 1993), d'autres auteurs indiquent une subduction vers l'est (Tassinari, 1988; Wernick, 1990) et, finalement, Machado (1990), Demange *et al.* (1991); Campos Neto (1991), Machado & Demange (1992 et 1994), Wiedemann (1993), Figueiredo & Campos Neto (1993), Campos Neto & Figueiredo (1995), Reis Neto (1994) et Machado (1997) suggèrent une subduction vers le nord-ouest. Parallèlement, Machado (1997) a identifié une zonation du magmatisme dans l'état du Rio de Janeiro avec une augmentation du K et du Rb et une diminution du Ca et du Sr vers le NW, ce qui renforce le modèle de subduction en direction du NW.

Le modèle tectono-magmatique régional proposé par Figueiredo & Campos Neto (1993) et Campos Neto & Figueiredo (1995) est représenté par l'orogénèse Brasiliano I (plus ancienne que 600 Ma) et par l'orogénèse Rio Doce. L'orogénèse Rio Doce est divisée en une phase pré-collision (590-570 Ma), responsable de l'intrusion des batholites d'affinité calco-alkaline du Rio de Janeiro (Bela Joana, Angelim, etc) et de l'Espírito Santo (Muniz Freire); une phase de collision (560-530 Ma), responsable de l'intrusion des granites péralumineux; et finalement, une phase post-collision (520-480 Ma), caractérisée par des plutons alcali-calciques riches en éléments incompatibles.

Récemment, Machado (1997) a proposé un modèle tectono-magmatique pour la ceinture de cisaillement Atlantique constitué par: une phase de pré-collision (~650-620 Ma), caractérisée par la subduction d'une lithosphère océanique vers le NW avec la formation d'un magmatisme (batholite Angelim, Bela Joana, Serra dos Órgãos e Niterói) comparable au type I Cordillerin; une phase de collision (600 - 590/570 Ma), caractérisée par un fort épaissement de la croûte accompagné d'un métamorphisme régional de faible à moyenne pression et de l'intrusion de granites du type S (Serra das Araras et Rio Turvo); une phase tardi-collision (560-530 Ma), représentée par des granites type

I Calédonien; et finalement, par une phase post-collision représentée par un régime extensionnel et par un magmatisme de contribution crustale et mantélique.

Dans l'hypothèse de la subduction, nous pouvons envisager deux types de processus:

1- Un processus qui prend en compte l'intrusion de magmas basiques ou intermédiaires provenant du manteau (ou de la fusion de la croûte océanique subductée) dans la base de la croûte continentale ("underplating"; Huppert & Sparks, 1988a et b). En tenant compte du modèle de Ringwood (1974), la déshydratation de la plaque océanique plongeante liée au métamorphisme progressif (schiste vert à éclogite) libère des fluides aqueux qui hydratent le manteau sous-jacent entre 50 et 100 km de profondeur. Ce manteau subit une fusion partielle qui est à l'origine des magmas basaltiques tholéiitiques. Dans ce cas, les liquides basiques et intermédiaires de haute température pourraient déclencher la fusion de la croûte inférieure et aussi interagir avec des zones migmatitiques liées à l'évolution métamorphique de la croûte, ce qui, à une profondeur de 30 à 50 km, peut être à l'origine de phénomènes de mélanges magmatiques avec les produits de la fusion sialique.

2- La participation du manteau serait limitée à fournir l'énergie thermique et les fluides nécessaires à la fusion des matériaux hétérogènes de la croûte inférieure. Le modèle de Sekine & Wyllie (1982a et b) considère que la déshydratation de la croûte océanique plongeante amène à l'apparition d'amphiboles métasomatiques incorporant des éléments incompatibles transportés en phase aqueuse dans le manteau sous-jacent. Les fluides métasomatiques ne produisent pas de magmas dans le manteau et leur remontée vers la base de la croûte continentale peut déclencher une fusion partielle.

Parallèlement aux processus ci-dessus, nous pouvons supposer aussi une contribution du processus de "overthrusting" d'une portion de croûte de degré métamorphique élevé au-dessus d'une portion de croûte de faible degré métamorphique, ce qui permettra la libération de fluides par déshydratation et ce qui est favorable à une fusion plus intense de la croûte continentale, qui produit alors un magmatisme péralumineux.

Modèle de collision continentale sans subduction

Ce modèle suggère comme moteur du magmatisme de la ceinture Atlantique une collision continentale dans un régime de transpression (Ebert *et al.*, 1996). Ce processus peut déclencher une fusion partielle du manteau supérieur (sans subduction) pendant un processus d'épaississement des marges continentales sous un régime tectonique régionale transpressionnel (Hutton & Reavy, 1992). Dans ce cas, les blocs continentaux ont été délimités par des zones profondes de cisaillement qui ont conditionné l'ascension et la mise en place des granitoïdes. En effet, les cisaillements (zones de cisaillement décrochantes et "overthrusts") sont un mécanisme important pour l'activation de la lithosphère, la dissipation de la chaleur mantélique et la percolation des fluides et des magmas.

Dans ce modèle, les magmas métalumineux peuvent avoir une origine profonde (30-40 km) due à la fusion de la croûte inférieure et du manteau en réponse à l'épaississement crustal. Ce magmatisme peut être suivi, dans des niveaux plus superficiels (10-20 km), par un magmatisme crustal péralumineux associé à la fusion de séquences métasédimentaires.

Conclusion

Quatre arguments principaux semblent favoriser le modèle de collision continentale sans impliquer un processus de subduction d'extension significative dans l'évolution tectono-magmatique de la ceinture Atlantique:

1- Les données isotopiques des granitoïdes des suites Galiléia et Urucum. En effet, les valeurs négatives du ϵNd et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés suggèrent une origine essentiellement liée à la fusion d'une croûte continentale plus ancienne. Dans la suite Galiléia, le magma à l'origine des enclaves peut provenir de la fusion de roches basiques à intermédiaires hydratées de la croûte inférieure. Ensuite, ce magma a interagi (chimiquement et mécaniquement) avec des magmas felsiques dérivés de la fusion sialique, en permettant leur rééquilibrage isotopique;

2- Les âges modèles. La présence dans la suite Galiléia, dans la suite Urucum et, de façon assez fréquente, dans les granitoïdes de la ceinture Atlantique (Mantovani *et al.*, 1987 et Cordani *et al.*, 1988) d'âges modèles du Protérozoïque inférieur ou Archéen semble confirmer une faible accréation de matériel juvénile provenant du manteau pendant l'orogénèse Brasiliano;

3- Le régime tectonique transpressif. La présence dans la région étudiée (chapitre II) et dans une grande partie de la ceinture de cisaillement Atlantique (Rio de Janeiro, Espírito Santo et São Paulo) de zones de cisaillement avec une importante composante décrochante, qui semblent contrôler l'ascension et la mise en place des granitoïdes, est favorable à une évolution tectonique régionale conditionnée par un régime transpressif (Machado & Endo, 1993a; Ebert *et al.*, 1996). Ces zones de cisaillement sont parfois assez profondes, en juger par le contrôle des magmas qui proviennent de la croûte inférieure (Machado, 1997);

4- Le manque de témoins représentatifs (ophiolites) de la présence d'une croûte océanique associée au cycle Brasiliano. Malgré les travaux de cartographie régionale existants, les roches qui peuvent être associées à un magmatisme tholéiitique du type MORB et à des complexes ophiolitiques sont assez rares dans la ceinture Atlantique. Trois occurrences, parfois assez discutables, sont observées dans la littérature: Cunha de Guaxupé, au sud du craton du São Francisco (Soares *et al.*, 1990 et Roig & Schrank, 1992); Ribeirão da Folha, au nord de la ceinture de cisaillement Atlantique (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992 et 1993) et région d'Orogène Bom Jardim, au sud du Brésil (Fragoso-Cesar, 1990 et 1991). Ces trois occurrences se placent dans une région d'environ 3000 km de longueur. Cette rareté semble suggérer que la subduction n'a pas été le processus principal pendant l'évolution tectono-magmatique de la ceinture Atlantique durant le Néoprotérozoïque.

Chapitre VIII

Conclusions

Générales

Conclusions générales

La région de Conselheiro Pena et Galiléia est caractérisée par la présence de deux suites granitiques: la suite Galiléia et la suite Urucum. Globalement, ces granitoïdes sont intrusifs dans des gneiss d'âge Protérozoïque inférieur (complexe Pocrane), dans les micaschistes du groupe Rio Doce (formation São Tomé) et dans les quartzites du groupe Crenaque.

La région a subi deux phases de déformation principales et un métamorphisme de moyen degré (faciès amphibolite inférieur). La phase D_1 représente la phase de déformation principale de la région du Rio Doce. Elle est caractérisée par une foliation tectonique (NW à NS) montrant un fort pendage et par une linéation minérale oblique à sub-horizontale associées à des mouvements avec une importante composante décrochante dextre. La phase D_1 a conditionné la foliation magmatique et la linéation de flux magmatique des leucogranites de la suite Urucum. Cette phase a été suivie tardivement par la phase de déformation D_2 , marquée par des mouvements d'extension et représentée par des failles normales, clivage de crénulation et boudinage. Le parallélisme entre la foliation des leucogranites de la suite Urucum et celle du schiste encaissant, la cinématique semblable des structures, l'intrusion des plutons de la suite Urucum (faciès Palmital) dans la direction d'élongation maximale de l'ellipsoïde de déformation (NW) et la présence de points triples aux extrémités NW et SE du pluton Palmerim suggèrent que la phase D_1 a conditionnée de manière importante l'ascension et la mise en place de ces leucogranites et des pegmatites à éléments rares de la région. Les données structurales préliminaires obtenues dans les granitoïdes de la suite Galiléia sont moins décisives. Elles indiquent également une importante influence de la phase de déformation D_1 (foliation à l'état solide, linéation, etc). Cependant, en raison de la région étudiée dans ce mémoire ne constituer qu'une partie du batholite de la suite Galiléia, des données complémentaires sont nécessaires pour mieux définir le contexte de mise en place.

La suite Galiléia est formée par des tonalites (tonalites Itatiaia), tonalo-granodiorites, granodiorites, granites et microgranites. Ces granitoïdes renferment des enclaves magmatiques. La suite Urucum est représentée par des granites à mégacristaux de feldspath potassique (granites Urucum), des granites à grain moyen à grossier fortement déformés (faciès Palmital), des granites à tourmaline et des granites pegmatitiques. Ces roches sont associées à des pegmatites à éléments rares.

Les données minéralogiques et géochimiques de la suite Galiléia indiquent une évolution depuis les Tonalite Itatiaia jusqu'aux microgranites. Dans cette évolution on observe le rôle important du fractionnement de la biotite, des feldspaths, du grenat, de l'allanite et du zircon. Ti, Mg, Al, Fe, Ca, Mn, P, Co, Sc, V, Zn et Ni ont un comportement compatible. En revanche le Si, Na et K sont incompatibles dans la plus grande partie de l'histoire évolutive de ces roches. Ces granitoïdes sont métalumineux à légèrement péralumineux et montrent une affinité calco-alcaline. En considérant la présence de l'almandin-grossulaire, du plagioclase calcique et en prenant en compte les données géobarométriques (amphiboles) et géothermométriques (saturation en Zr), la suite Galiléia semble avoir eu une origine profonde sous des conditions de pression d'environ 10 kbar et de températures entre 850°C et 700°C. Les processus de mélange mécanique et de rééquilibrage chimique entre les enclaves et leurs roches hôtes respectives traduisent

le caractère hybride de cette suite. La présence de deux populations de zircons témoigne également des processus de mélange dans la genèse de ces granitoïdes.

Les leucogranites de la suite Urucum sont péralumineux et montrent une composition qui se rapproche des granites du type S, mais ils sont plus riches en Na_2O et plus pauvres en MgO et CaO que la moyenne de granites du type S (Chappell & White, 1992). Les études minéralogique et chimique suggèrent une évolution allant des granites Urucum aux granites pegmatitiques. La cristallisation fractionnée (biotite, feldspaths, monazite et du zircon) semble bien expliquer le comportement compatible du Mg, Ti, Fe, Ba, Zr, Th, Co, V, Zn, Ga, Ni, Cr et des éléments terres rares. La cristallisation tardive de la tourmaline est compatible avec un enrichissement en B des magmas résiduels. Les zircons de ces roches montrent, en grande partie, une composition et une typologie comparables aux zircons des granites anatectiques. Ces zircons possèdent parfois des coeurs hérités, ce qui a été confirmé par l'étude isotopique. D'après nos données, ces roches ont cristallisé sous des températures variant de 750°C à 600°C et sous des pressions de l'ordre de 4 kbar (12 km) dans un environnement riche en fluides.

Les observations de terrain et les études minéralogiques et géochimiques ont montré qu'il existe une relation étroite entre les leucogranites de la suite Urucum et les pegmatites à éléments rares de la région. La géométrie et la cinématique des structures observées dans les pegmatites et la direction NS à NW du champ pegmatitique indiquent que leur mise en place a été aussi fortement conditionnée par des structures de la phase de déformation D_1 . Les magmas à l'origine des pegmatites ont été riches en fluides, mais toujours sous-saturés en eau. Les pegmatites ont eu une mise en place sous des températures de l'ordre de 540°C et une pression d'environ 3.2 kbar.

Les âges U-Pb sur zircon de la suite Galiléia ($594 \pm 6\text{ Ma}$) et de la suite Urucum ($582 \pm 2\text{ Ma}$) indiquent que ces roches se sont mises en place pendant le Néoproterozoïque et qu'elles sont associées au magmatisme de la fin du cycle Brasiliano. Les données isotopiques montrent l'importance de la contribution de la croûte continentale dans la genèse de ces granites. Elles confirment également le rééquilibrage enclave-roche hôte observé dans les études minéralogiques et chimiques. Les âges modèles Sm-Nd se concentrent surtout entre 2300 et 1800 Ma ce qui traduit l'importance de la croûte formée durant le cycle Transamazônico dans la genèse des suites Galiléia et Urucum.

En tenant compte des données géochimiques, les granitoïdes Galiléia représentent la manifestation d'un magmatisme d'affinité calco-alcaline. Les leucogranites de la suite Urucum représentent le magmatisme péralumineux, essentiellement crustal, marquant probablement l'épisode d'épaississement de la croûte dans un environnement de collision continentale. En considérant les données structurales, isotopiques, les âges modèles des granitoïdes de la suite Galiléia et de la suite Urucum (et d'une grande partie des granitoïdes de la ceinture Atlantique) et le manque dans la région d'évidences géologiques d'un processus de subduction, un modèle de genèse et de mise en place évoquant une fusion du manteau due à l'épaississement des marges continentales sous un régime tectonique transpressionnel (sans subduction), nous semble assez convaincant. Dans ce cas, les données géochronologiques obtenues et celles de la littérature semblent indiquer que le magmatisme d'affinité calco-alcaline a eu lieu entre ~ 620 et 590 Ma et le magmatisme péralumineux essentiellement crustal entre 584 et 570 Ma .

Références

Bibliographiques

- ABBOTT, R.N., 1980. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $a(H_2O) < 1$, with special reference to hornblende, the breakdown of biotite and effects of MnO. *Geol. Assoc. Canada and Mineral. Assoc. Canada Prog. with Abs.*, v. 5, p. 40.
- ABDEL-RAHMAN, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. of Petrol.*, v. 35, Part 2, p. 525-541.
- AGUE, J.J. & BRIMHALL, G.H., 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 891-911.
- ALBUQUERQUE, C.R. de, 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 37, p. 1779-1802.
- ALLÈGRE, C.J.; PROVOST, A. & JAUPART, C., 1981. Oscillatory zoning: A pathological case of crustal growth. *Nature*, 294, p. 223-228.
- ALMEIDA, F.F.M., 1971. Geochronological division of the precambrian of South America. *Rev. Bras. Geociên.*, 1(1), p. 13-21.
- ALMEIDA, F.F.M., 1976. Estruturas do pré-Cambriano Inferior Brasileiro. In: *XXIX Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp... SBG*, Ouro Preto, Brasil, p. 201-202.
- ALMEIDA, F.F.M., 1977. O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7(4), p. 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M., 1981. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: *Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Anais...* Salvador, SBG - Núcleo da Bahia, p. 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo. 378p.
- ALMEIDA, F.F.M. (coord.), 1978. Tectonic map of South America 1:5000000 explanatory note. *DNPM/CGMW/UNESCO*, Brasília, 23 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, p. 1-29.
- ANCEY, M.; BASTENAIRE, F. & TIXIER, R., 1978. Application des méthodes statistiques en microanalyse. In: *Microanalyse, microscopie électronique à balayage*, Maurice, F.; Meny, L. et Tixer, R., éd., Les Editions du Physicien, Orsay, France, p. 323-347.
- ANGELI, N., 1988. *Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da Folha de Ipanema - Minas Gerais*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 290p.
- ARAMAKI, S., 1963. Geology of Asama volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sect. 2, vol. 14, p. 229-443.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E., 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...*, Goiânia, SBG, v.3, p.1285-1295.
- ARZI, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, p. 173-184.
- ASHWORTH, J.R., 1985. *Migmatites*. Blackie & Son Ltda. 302p.
- BALDWIN, J.R. & KNORRING, O.V., 1983. Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, 21, p. 683-688.
- BARBARIN, B., 1989. Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, p. 303-315.
- BARBARIN, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of Sierra Nevada batholith, California. *Jour. Geophys. Research*, v. 95, N° B11, p. 17747-17756.
- BARBARIN, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granites. *Geology*, v.24, n° 4, p. 295-298.
- BARBARIN, B. & BATEMAN, P.C., 1986. Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. *Paper presented at 14th International Mineralogical Association Meeting*, Stanford, California.
- BARBARIN, B. & DIDIER, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, p. 145-153.
- BARBOSA, A.L.M., 1944. Mica em Governador Valadares. *Revista Mineração e Metalurgia*, VIII, 43, p.

29-34.

- BARBOSA, A.L.M.; SAD, J.H.G.; TORRES, N. & MELO, M.T.V., 1964. Geologia das quadriculas Barra do Cuité e Conselheiro Pena, MG. *Relatório do Arquivo Técnico do DGM*, 64, DNPM, Rio de Janeiro. 285p.
- BARBOSA, A.L.M.; SAD, J.H.G.; TORRES, N. & MELO, M.T.V., 1966. Geologia da região do médio Rio Doce. *Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Rio de Janeiro*, Publicação 2, 10 pags.
- BARD, J.P., 1990. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. 2^{ème} ed., Masson. Paris. 208p.
- BARTH, A.P. & EHLIG, P.L., 1988. Geochemistry and petrogenesis of the marginal zone of the Mount Lowe Intrusion, Central San Gabriel Mountains, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, p. 192-204.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, p. 43-55.
- BATISTA, J.J., 1984. *Caracterização dos processos geológicos evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 123p.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R. L., 1984. On the internal geometry of mylonite zone. *J. Geol.*, 92, 667-686.
- BERDIEL, M.T., 1995. *Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux: modèles analogiques et exemples naturels*. Thèse, Mémoire 62, Université de Rennes, 258p.
- BERNARD, F.; MOUTOU, P. & PICHAVANT, M., 1985. Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *J. Geol.*, 93, p.271-291.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P., 1979. Ortogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MUELLER, P. & PALSEN, S., 1977. Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo, Brasilien. *Geol. Jahrb.*, 24, p.149-179.
- BESSON, M. & FONTEILLES, M., 1974. Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristall.*, v. 97, p. 445-449.
- BILAL, E. & FONTEILLES, M., 1991. Les granites anorogéniques de la région de Goiás (Brésil). *Séance Spéc de la Soc. Géol. France à la mémoire de J. Lameyre. Résumés*, Paris, p. 25.
- BLUMENFELD, P., 1983. Le "tuilage des megacrists", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, p. 309-318.
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J. L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solide states. *J. Struct. Geol.*, 10, p. 361-372.
- BOWEN, N.L., 1928. *The evolution of the igneous rocks*. Dover Publications, Inc., New York. 332 p.
- BOYNTON, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. In: *Henderson, P. (ed.), Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 63-114.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G., 1991. Tectonic evolution os South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, p.23-40.
- BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U. G. & TORQUATO, J. R. F, 1980. Evolução geocronológica do pré-cambriano do Estado da Bahia. In: *Inda, H.A.V. et Duarte, F.B., Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia; textos básicos. Relatório SME/CPM*, Salvador, v.3, p. 1-101.
- BRUN, J. L., 1981. *Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons*. Université de Rennes I.
- BRUN, J.P. & PONS, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation. *J. Struct. Geology*, 3, p. 219-229.
- BURNHAM, C.W., 1967. Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes)*. Holt, Rinehart and Winston, Inc., 670 p.
- CAMPOS NETO, M.C., 1991. *A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 210 p.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H., 1990. A orogênese Rio Doce, In: *XXXVII Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp., SBG/SP*, São Paulo, p. 276-277.

- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *J. of South American Earth Sciences*, v.8, n°2, p.143-162.
- CASSEDANNE, J.P., 1986. The Urucum Pegmatite. *The Mineralogical Record*, 17, p. 307-314.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J.O., 1981. Minerals of the Lavra do Ênio Pegmatite. *The Mineralogical Record*, 12, p. 67-72.
- CASTRO, A., 1985. The Central Extremadura Batholith: geotectonic implications (European Hercynian Belt) - An outline. *Tectonophysics*, 120, p. 57-68.
- CASTRO, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76/1, p. 101-124.
- CERNY, P., 1982a. Anatomy and classification of granitic pegmatites. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook*, 8, p. 1-39.
- CERNY, P., 1982b. Petrogenesis of granite pegmatite. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook*, 8, p. 405-461.
- CERNY, P., 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in Canadian Shield. *Geologische Rundschau*, 79, p. 183-226.
- CERNY, P., 1991a. Rare element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, v. 18, p. 49-67.
- CERNY, P., 1991b. Rare element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, v. 18, p. 68-81.
- CERNY, P. & BURT, O.M., 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. *Mineral Soc. America, Reviews in mineralogy*, 13, p. 257-297.
- CERNY, P. & MEINTZER, R. E., 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-elements pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. *Related Mineral Deposits, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Spec. Publ.* 39, p. 170-206.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.*, 8, p. 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh, Earth Sci.*, 83, p. 1-26.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. & WYBORN, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrology*, 28, p. 1111-1138.
- CHATTERJEE, N.D. & JOHANNES, W., 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties if synthetic 2M1-muscovite, $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$. *Contrib. Mineral Petrol.*, 48, p. 89-114.
- CHEVREMONT, P., GAGNY, C., LA ROCHE, H. de, PUPIN, J.P. & ROSSI, P., 1988. Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. *Documents du BRGM*, n°152, 61 p.
- CLARKE, D. B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Miner.*, 19, p. 3-17.
- CLARKE, D. B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London. Topics Earth Sci., 7, 283p.
- CLAVIÈRES, V., 1990. *Muscovitisation et feldspathisation hydrothermale dans le massif granitique de Millas (Pyrénées Orientales): géométrie, géochimie, modélisation*. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 199p.
- CLEMENS, J.D. & MAWER, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, p. 339-360.
- CLEMENS, J. D. & WALL, V. J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Miner.*, 19, p. 111-131.
- CLEMENS, J. D. & VIELZEUF, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, p. 287-306.
- COMPSTON, W. & CHAPPELL, B.W., 1979. Sr isotope evolution of granitoid source rocks. In: McElhinny, M.W. (ed.), *The Earth: its origin, structure and evolution*, London: Academic Press, p. 377-426.
- CORCITA, C. & ORSINI, J. B., 1986. Signification de la diversité de composition des enclaves "microgrenues" sombres en contexte plutonique. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et Budduso (Sardaigne septentrionale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.302, série II, n°6, p. 331-336.
- CORCITA, C., ORSINI, J. B. & COULON, C., 1989. Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique/ les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). *Can. J. Earth Sci.*, 26, p. 1264-1281.

- CORDANI, U.G., 1973. *Evolução geológica Pré-cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 98 p.
- CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; GOMES, C.B. & LEDENT, D., 1968. Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Orgãos e vizinhanças (leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 17, nº1, 89-92.
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W., 1979. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Comentários*. Brasília, DNPM.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. & SATO, K., 1988. The Growth of Brazilian Shield. *Episodes*, 11, p. 163-166.
- CORREIA NEVES, J.M.; DUTRA, C.V.; KARFUNKEL, J.; KARFUNKEL, B.; SCHMIDT, J.C.; QUEMENEUR, J. G. & PEDROSA-SOARES, A. C., 1980. Mineralogia e geoquímica do pegmatito do Ênio. *An. Acad. bras.Ciências*, 52, 3, p. 603-616.
- CORREIA NEVES, J.M., PEDROSA-SOARES, A.C. & MARCIANO, V.R.P.R.O., 1986. A província pegmatítica oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 1, p. 106-118.
- COUTURIE, J. P., 1977. Le massif granitique de la Margaride (Massif Central français): étude pétrographique, géochimique et structurale; exemples de différenciation par gravité dans les roches granitiques; évolution régionale de la croûte au cours de l'orogénese hercynienne. *Thèse d'état, Clermont Ferrand*, 335p.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen et Unwin Publ., 450p.
- CUNEY, M., LE FORT, P. & WANG, Z. X. 1984. Uranium and thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya). In: *Proc. Simp. Geology of granites and their metallogenic relations, Nanjing Univ., 1982, Xu, K. et Tu, G.(eds). Science Press, Beijing*, p. 853-873.
- CUNEY, M., LEROV, J., VALDIVIEZO, P.A., DAZIANO, C., GAMBA, M., ZARCO, A.J., MORELLO, O., NINCI, C. & MOLINA, P., 1989. Geochemistry of uranium mineralized Achala granitic complex, Argentina: Comparasion with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europe. *International Atomic Energy Agency, Technical Committee Meeting on Metallogenesis of Uranium Deposits, Vienna, Proceedings*, v. IAEA-TC-542/16, p. 211-232.
- DAVIES, F.B., 1982. Pan-African granite intrusion in reponse to tectonic volume changes in ductile shear zone from Northern Saudi Arabia. *J. Geol.*, 90, p. 467-483.
- DAVIS, G.H., 1984. *Structural geology of rocks and regions*. New York, John Wiley & Sons. 492p.
- DAY, R.A., GREEN, T.H. & SMITH, I.E.M., 1992. The origin and significance of garnet phenocrysts and garnet-bearing xenoliths in Miocene calc-alkaline volcanics from Northland, New Zealand. *J. Petrol.*, 33, 125-161.
- DEBON, F. & LE FORT, P., 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73 (1), P. 135-149.
- DEER, W. A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J., 1962. *Rock-forming minerals*, 1 (Ortho and ring silicates), Longman, London.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J., 1993. *An introduction of rock-forming minerals*. 2ème éd., Longman, London, 696p.
- DEMANGE, M., MACHADO, R. & MONTEIRO, R.L., 1991. Les granitoïdes brésiliens des ceintures Ribeira (Etat de Rio de Janeiro) et Dom Feliciano (Etat du Rio Grande do Sul) (Brésil). In: *Colloque sur les granites, Soc. Géol. Fr.*, Paris, 1991.
- DE PAOLO, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, p. 189-202.
- DEN-TEX, E., 1966. Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Mededelingen*, 36, 211-222.
- DIDIER, J., 1973. *Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites*. Dev. Petrol., v.3, Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- DIDIER, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76/1, p. 41-50.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B., 1991. *Enclaves and granite petrology*. Developments in Petrology 13. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 625p.

- D'LEMONS, R.S., BROWN, M. & STRACHAN, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. of the Geol. Soc.*, London, 149, p. 487-490.
- DODGE, F.C.W.; MOORE, J.G.; PAPIKE, J.J. & MAY, R.E., 1968. Hornblendes from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrol.*, 9, p. 378-410.
- DODGE, F.C.W.; SMITH, V.C. & MAYS, R.E., 1969. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrology*, 10, p. 250-271.
- DOLLASE, W., 1971. Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Am. Mineral.*, 56, p. 447-464.
- DORAIS, M.J., WHITNEY, J.A. & RODEN, M.F., 1990. The origin of mafic enclaves from the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith. *J. Petrol.*, 31, p. 853-881.
- EBERT, H.D.; CHEMALE, F.JR.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C. & VAN SCHUMUS, W.R., 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the tranpressive Rio Paraíba do Sul Shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, 15 (2), p. 688-699.
- EMBEY-ISZTIN, A., NOZKE-FAZEKAS, G., KURAT, G. & BRANDSTATTER, F., 1985. Genesis of grenats in some magmatic rocks from Hungary. *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.*, 34, p. 49-66.
- ENGLAND, R.W. 1990. The identification of granitic diapirs. *Journal of the Geological Society*, London, 147, p. 931-933.
- ERNEST, W.G. & DAL PIAZ, G.V., 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. *Am. Mineral.*, 63, p. 621-640.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. & VERNON, R.H., 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamor. Geol.*, 1, p. 205-226.
- EXLEY, R.A., 1980. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, p. 97-110.
- FABRIÈS, J., 1978. Les types paragénetiques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques. *Bull. Mineral.*, 101, p. 155-165.
- FANTON, J.J., ARIOLI, E.A. & MOURA, O.J.M., 1978. Pegmatitos da região de Galiléia - Mendes Pimentel, MG. In: *XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...*, Recife, v. 4, p. 1770-1781.
- FÉBOLI, W.L.; RIBEIRO, J.H.; HEINECK, C.A.; RAPOSO, F.O. & SOUZA, E.C., 1993. Estratigrafia. In: *Féboli, W.L. (org.), Programa Levantamentos Geológicos Básicos - Domingos Martins - Folha SF. 24-V-A-III. Brasília, DNPM-CPRM*, p. 27-101.
- FENN, P.M., 1977. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melt. *Can. Mineral.*, 15, p. 135-161.
- FENN, P.M., 1986. On the origin of graphic granite. *Am. Mineral.*, 71, p. 325-330.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *An. da Acad. bras Ciên.*, 65, p. 63-81.
- FONTES, C.Q; NETTO, C.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. & VIEIRA, V.S., 1978. Projeto Jequitinhonha; relatório final. *Relatório do Arquivo Técnico da DGM. DNPM/CPRM*. Belo Horizonte, nº2787, v.1.
- FOUCARDE, S., 1981. *Géochimie des granitoïdes*. Thèse d'état, Paris VII, 212p.
- FOUCARDE, S. & ALLÈGRE, C.J., 1981. Trace elements behaviour in granite genesis: a case study; the calc-alkaline plutonic association from the Quérigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-195.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., 1990. Tectônica de Placas no bloco São Gabriel (RS) em base dos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: *Workshop de Geoquímica isotópica, geocronologia e litogeoquímica das regiões sul e sudeste do Brasil. Boletim de Resumos.. São Paulo, SBG/IG-USP*, p. 8-16.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/ Universidade de São Paulo, 367p (inédito).
- FROST, T.P. & MAHHOOD, G.A. 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, p. 272-291.
- GASQUET, D., 1991. *Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le Massif du Tichka, Haut Atlas*

- Occidental (Maroc)*. Thèse de doctorat, Université Nancy I, France
- GEORGET, Y., 1986. *Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricaïn (France): Pétrologie et Géochimie*. Thèse de doctorat, Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 9, 250p.
- GIRET, A., BONIN, B. & LÉGER, J.M., 1980. Amphibole composition trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.*, 18, p. 481-495.
- GRAY, D.R., 1979. Microstructure of crenulation cleavage: an indicator of cleavage origin. *Am. Jour. Sci.*, 279, p. 97-128.
- GREEN, T.H., 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p.59-67.
- GREEN, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics an high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83, p. 429-438.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E., 1968. Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, p. 105-162.
- GUIDOTTI, C.V.; CHENEY, J.T. & GUGGENHEIM, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 62, p. 438-448.
- GUILLET, P.; BOUCHEZ, J.L. & WAGNER, J.J., 1985. Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic structures in the Guérande Massif (France). *Tectonics*, 2, 419-429.
- GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J.L. & VIGNERESSE, J.L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 99, 763-770.
- HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, p. 1297-1313.
- HANMER, S. & VIGNERESSE, J.L., 1980. Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne: exemple des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, p. 193-202.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. et Reis, A.C. (eds.), *Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, 19, p. 67-81.
- HARRISON, T. M. & WATSON, E. B., 1983. Kinetics of zircon dissolution and diffusion of zirconium in granitic melts of variable water content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, p.66-72.
- HARRISON, T. M. & WATSON, E. B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetics considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, p.171-175.
- HARRY, W.T., 1950. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Mineral. Mag.*, 29, p. 142.
- HASLAM, H.W., 1968. The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *J. Petrol.*, 9, p. 84-104.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M., 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasil. de Geologia*, São Paulo, 5, n° 4, 257-266.
- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M. & BRITO NEVES, B.B., 1978. As estruturas brasileiras. *XXX Congr. Bras. Geol., Anais...Recife*, v.6, p. 2423-2437.
- HEILBRON, M., 1993. *Evolução Tectônico-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Pirai (RJ). Setor central da Faixa Ribeira*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/ Universidade de São Paulo, 268p.
- HEILBRON, M., 1995. *O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica*. Tese de Livre Docência/Departamento de Geologia-Geofísica/UERJ, 110p.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am.Mineral.*, 70, p. 1-15.
- HIBBARD, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, p. 158-170.
- HIRSCHBERG, A. & WINKLER, H. G. F., 1968. Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contrib. Miner. Petrol.*, 18, 17-42.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F., 1976. *An outline of structural geology*. New York. John Wiley & Sons. 571p.

- HOLDAWAY, M.J., 1971. Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- HOLLISTER, L. S., GRISSON, G. C., PETERS, E. K., STOWELL, H. H. & SISSON, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, 72, p.231-239.
- HOSCHEK, G., 1969. The stability of the staurolite and chloritoid and their significance in the metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, 22, 208-232.
- HUPPERT, H. E. & SPARKS, R. S. J., 1988a. The generation of granitic magmas by intrusion of basalts into continental crust. *J. Petrol.*, 29, p.599-624.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R. S. J., 1988b. The fluid dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 79, p.237-243.
- HUTTON, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, 139, p. 615-631.
- HUTTON, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 79, p. 245-255.
- HUTTON, D.H.W. & McERLEAN, M., 1991. Silurian and Early Devonian sinistral deformation of the Ratagain granite, Scotland: constraints on the age of Caledonian movements on the Great Glen fault system. *J. Geol. Soc. London*, 148, p. 1-4.
- HUTTON, D.H.W. & REAVY, R.J., 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11, p. 960-967.
- HUTTON, D.H.W.; DEMPSTER, T.J.; BROWN, P.E. & BECKER, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343, p. 452-455.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p.523-548.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, 27, p. 293-305.
- ISSA FILHO, A.; MOURA, O.J.M. & FANTON, J.J., 1980. Reconhecimento de pegmatitos da província oriental brasileira entre Aimorés e Itambacuri, MG. In: *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...* Balneário de Camboriú, Santa Catarina, v. 3, p. 1552-1563.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J., 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 139-155.
- JAHSNS, R.H., 1982. Internal evolution of pegmatites bodies. *MAC Short Course Handbook* 8, p. 293-327.
- JAHSNS, R.H. & BURNHAM, C.W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geology*, 64, p.843-864.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F., 1992. Melting of plagioclase in granite and related systems: comparaison of coexisting phase and kinetic observations. *Trans. of the R. Soc. of Edinburgh: Earth Sci.*, 83, p. 417-422.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, p.837-841.
- JOLLIF, B.L., PAPIKE, J.J. & SHEARER, C.K., 1986. Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.*, 71, p. 472-500.
- KASSOLI-FOURNARAKI, A., 1990. Chemical variations in tourmalines from pegmatite occurrences in Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, p.55-65.
- KERRICK, D.M., 1990. The Al_2SiO_5 polymorphs. *Reviews in Mineralogy. Am. Assoc. Miner.*, v.22, 406p.
- KESLER, T.L., 1976. Occurences, development, and long-range outlook of lithium-pegmatite ore in the Carolinas. *United States Geological Survey, Professional Paper* 1005, p. 45-50.
- KNOWLES, C.R., 1987. A basic program to recast garnet end-members. *Computer and geosciences*, 13, p. 655-658.
- KROGH, T. E., 1973. A low-contamination method for hidrothermal decomposition of zircon: an extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 46, p. 631-636.
- KROGH, T. E., 1982. Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 46, p. 637-649.
- LAGARDE, J.L.; OMAR, S.A. & RODDAZ, B., 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced

- during weak regional deformation: example from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struc. Geology*, 12, 7, p. 805-821.
- LAGARDE, J.L., CAPDEVILA, R. & FOUCARDE, S., 1992. Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bul. Soc. Géol. France*, 163, p.597-610.
- LA ROCHE, H. de, 1964. Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. *Sci. Terre*, 9, p.293-337.
- LEAKE, B. E., 1971. On aluminous and edenitic hornblendes. *Miner. Mag.*, 38, p.389-407.
- LEAKE, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, 42, p.533-563.
- LEAKE, B. E., 1990. Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *J. Geol. Soc. London*, 147, p. 579-589.
- LE FORT, P., 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86, n°B11, p. 10545-10568.
- LE FORT, P., CUNEY, M., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F., UPRETI, B.N. & VIDAL, P., 1987. Crustal generation of the himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, p.39-57.
- LE MAITRE, R.W. (ed.), 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- LINDBERG, M. L., 1958. The beryllium content of roscherite from the Sapucaia pegmatite mine, Minas Gerais, Brazil, and from other localities. *Amer. Mineral.*, 43:824-838.
- LINDBERG, M. L. & MURATA, K. J., 1953. Faheyite, a new phosphate mineral from the Sapucaia pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *Amer. Mineral.*, 38:263-270.
- LINDBERG, M. L., PECORA, W. T. & BARBOSA, A. L. M., 1953. Moraesite, a new hydrous beryllium phosphate from Minas Gerais, Brazil. *Amer. Mineral.*, 38:1126-1133.
- LINDBERG, M. L. & PECORA, W. T., 1955. Tavorite and Barbosalite, two new phosphate minerals from Minas Gerais, Brazil. *Amer. Mineral.*, 40:952-966.
- LINDBERG, M. L. & PECORA, W. T., 1958. Phosphate minerals from the Sapucaia pegmatite mine, Minas Gerais. *Bol. Soc. Brasil. Geol.*, 7, n°2, 5-14.
- LONDON, D., 1986a. Magmatic-hydrothermal transition in Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *Amer. Mineral.*, 71, p. 376-395.
- LONDON, D., 1986b. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. *Amer. Mineral.*, 71, p. 396-405.
- LONDON, D., 1987. Internal differentiation of rare element pegmatites: effects of boron, phosphorus and fluorine. *Geochim. Cosm. Acta*, 51, p.403-420.
- LONDON, D., 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: A synthesis of recent research. *Geological Society of America, Special Paper 246*, p. 35-50.
- LONDON, D. & BURT, D.N., 1982a. Chemical models for lithium aluminosilicate in pegmatites and granites. *Am. Mineral.*, 67, p. 494-509.
- LONDON, D. & BURT, D.N., 1982b. Lithium minerals in pegmatites. In: *Granitic pegmatites in Science and Industry*, Cerny, P. (ed). *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, 8, p. 99-133.
- LONDON, D. & MANNING, D.A.C., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, v. 90, p. 495-519.
- LONDON, D., HERVIG, R.L. & MORGAN, G.B., 1988. Melt vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, p.360-373.
- LONDON, D., MORGAN, G. & HERVIG, R., 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, p. 1-17.
- LOPES NUNES, J.E., 1973. Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sciences de la Terre*, Mem. 26, p. 1-201.
- LUDWIG, K.R., 1993. Pbdatt: a computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.24. *United State Geological Survey*, open-file report 88-542, 32p.

- LUDWIG, K.R., 1994. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.71. *United State Geological Survey*, open-file report 91-445, 44p.
- MACHADO, R., 1990. Batólito Serra do Órgãos: uma entidade plutônica cálcio-alcálica sin-colisional de arco magmático brasileiro do cinturão Ribeira no Rio de Janeiro. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos...*, Natal, SBG, p.221.
- MACHADO, R., 1997. *Litogeoquímica e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro*. Tese de livre docência. Instituto de Geociências/ Universidade de São Paulo, 215p.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M., 1991. Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do Estado do Rio de Janeiro. In: *III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos...* Rio Claro, SBG, p.64-65.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M., 1992. Granitogênese brasileira no Estado do Rio de Janeiro. Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, 1, p.379-380.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M., 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Boletim do IG-USP, Série Cient.*, 25, p.81-96.
- MACHADO, R. & ENDO, I., 1993a. O Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional Neoproterozóica. In: *IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim...*, Belo Horizonte, p.188-191.
- MACHADO, R. & ENDO, I., 1993b. A megaestrutura em flor positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro. In: *III Simpósio de Geologia do Sudeste, Atas...* Rio de Janeiro, p.208-213.
- MACHADO, R.; DEMANGE, M., PELLOGIA, A.G. & MONTEIRO, R.L., 1989. Rochas graníticas e charnokíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste, Boletim de resumos...*, 1, Núcleos RJ/SP, Rio de Janeiro, p. 151-152.
- MANNING, D.A.C., 1982. Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 45, p.139-147.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. & BASEI, M.A.S., 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17, p. 263-268.
- MANUYLOVA, M.M., PETROV, L.L., RYBAKOVA, M.M., SOKOLOV, Y.U.M. & SHMAKIN, B.M., 1966. Distribution of alkali metals and beryllium in pegmatite minerals from the North Baikalian pegmatite belt. *Geokhimiya*, p. 410-432.
- MARRE, J. 1986. *The Structural Analysis of Granitic Rocks*. Oxford Publ. et BRGM. 123p.
- MARSH, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Am. J. Sci.*, 282, p. 808-855.
- McCAFFREY, K.J.W., 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society of London*, 149, p. 221-235.
- McCULLOCH, M.T. & CHAPPELL, B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, p. 51-64.
- MEHNERT, K.R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publ. Amsterdam. 393p.
- MILLER, C. F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geol.*, 93, p.673-689.
- MILLER, C.F. & STODDARD, E.F., 1980. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute range, California. *J. of Geology*, 89, p. 233-246.
- MILLER, C. F., STODDARD, E.F., LARRY, J.B. & WAYNE, A.D., 1981. Composition of plutonic muscovites: genetic implications. *Can. Miner.*, 19, p.25-34.
- MIYASHIRO, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. John Wiley & Sons, New York, 492 p.
- MONIER, G., 1985. *Cristallochimie des micas des leucogranites: nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques*. Thèse de doctorat, Orléans, France, 299p.
- MONIER, G. & ROBERT, J. L., 1986. Muscovite solid solutions in system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Miner.*

- Mag.*, 50, p. 257-266.
- MONIER, G., MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIÈRE, H., 1984. Générations sucessives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107, p.55-68.
- MONTEL, J. M., 1986. Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ melts at 800°C, 2 kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geology*, 14, p.659-662.
- MONTEL, J. M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, 110, p.127-146.
- MONTEL, J.M., VESCHAMBRE, M. & NICOLLET, C., 1994. Datation de la monazite à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, série II, p. 1489-1495.
- MONTEL, J.M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131, p. 37-53.
- MORGAN, G.B. & LONDON, D., 1987. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Am. Mineral.*, 72, p. 1097-1121.
- MORGAN, G.B. & LONDON, D., 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: Implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, p. 218-297.
- MOURA, O.J.M.; FANTON, J.J. & ARIOLI, E.A. 1978a. Geologia da região de Galiléia - Mendes Pimentel, Minas Gerais. In: *XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...* Recife, v. 1, p. 26-37.
- MOURA, O. J. M., FANTON, J. J. & ARIOLI, E. A., 1978b. Pesquisa de pegmatitos na Serra do Urucum, Médio Rio Doce, MG. In: *XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...* Recife, v. 4, p. 1836-1850.
- NACHIT, H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. *Thèse. Brest*, 93p.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. & CARRON, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Paris*, t. 301, série II, n° 11, p. 813-818.
- NANEY, M. T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.*, 233, p. 993-1033.
- NOCKOLDS, S. R., 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, v. 245, p. 401-420.
- OTTEN, M. T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, p. 185-199.
- PAIVA, G., 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil. Rio de Janeiro, *DNPM/DFPM, Boletim* 78, 23p.
- PARRISH, R.L., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sec.)*, 66, p. 99-102.
- PARRISH, R. R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, 27, p. 1431-1450.
- PATERSON, S. R. & FOWLER JR., T. K. 1993. Extensional pluton-emplacement models: do they work for large plutonic complexes? *Geology*, 21, p. 781-784.
- PATERSON, S. R., TOBISCH, O. T. & VERNON, R. H., 1991. Emplacement and deformation of granitoids during volcanic arc construction in the Foothills terrane, central Sierra Nevada, California. *Tectonophysics*, 191, p. 89-110.
- PATERSON, S. R., VERNON, R. H. & TOBISCH, O. T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struc. Geology*, 11, 3, 349-363.
- PEARCE, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithospherien magma genesis at active continental margins. In: *Hawkesworth, C.J. et Norry, M.J. (eds.). Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, part 4, p. 956-983.
- PECORA, W. T.; KLEPPER, M. R.; LARRABEE, D. M.; BARBOSA, A. L. M. & FRAYHA, R., 1949. Mica deposits in Minas Gerais, Brazil. *Geological Survey Bulletin*, 964-C, 205-305.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P. & SALAZAR, E., 1992. Toward a new tectonic model for the Late-Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sc.*, 6 (1/2), 33-47.

- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. & CARVALHO, M.V.A., 1994. *Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte. COMIG. 97 p.
- PETFORD, N. & ATHERTON, M. P., 1992. Granitoid emplacement and deformation along major crustal lineament: the Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, 205, p. 171-185.
- PETFORD, N., LISTER, J.R. & KERR, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, 32, p. 161-168.
- PHILLIPS, E.R.; RANSON, D.M. & VERNON, R.H., 1972. Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. *Mineralogical Magazine*, 38, p. 570-578.
- PICHAVANT, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 430-439.
- PICHAVANT, M., 1983. Melt-fluid interaction deduced from studies of silicate-B₂O₃-H₂O systems at 1 kbar. *Bull. Mineral.*, 106, p. 201-211.
- PICHAVANT, M. & STUSSI, J. M., 1986. Leucogranites à deux micas et granites "S": deux types de magmatisme crustal. *11ème RST, Clermont-Ferrand, Soc. Géol. France édit.*, 147.
- PICHAVANT, M., BOHER, M., STENGER, J.F., AISSA, M. & CHAROY, B., 1987. Relations de phase des granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar en condition de saturation en H₂O. *Geologia de la France*, BRGM, n°2-3, p. 77-86.
- PIN, C. & CARME, F., 1987. A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, p. 406-413.
- PIN, C., BINON, M. & BELIN, J.M., 1990. Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in Massif Central (France). *J. Geophys. Research*, 95, B11, p. 17821-17828.
- PITCHER, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. geol. Soc. London*, 136, p. 627-662.
- PITCHER, W. S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76/1, p. 51-79.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R., 1972. *The Geology of Donegal: a Study of Granite Emplacement and Unroofing*. Wiley-Interscience, New York.
- PONS, J., 1982. *Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)*. Thèse de doctorat, Toulouse, France, 451p.
- PORADA, H., 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, p.103-136.
- PUPIN, J.P., 1976. Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. *Thèse, Univ. Nice*, 392p.
- PUPIN, J.P. 1992. Les zircons des granites océaniques et continentaux: couplage typologie-géochimie des éléments en traces. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, n°4, p. 495-507.
- PUTZER, H., 1976. *Metallogenetische Provinzen in Suedamerika*. Stuttgart. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 318p.
- RABELLO, C. Q., 1943. Mica em Conselheiro Pena, Minas Gerais. *Revista Mineração e Metalurgia*, VII, 41, p.275-281.
- RAMBERG, H., 1967. *Gravity, deformation and Earth crust*. Academic Press, London, 214p.
- RAMBERG, H., 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: *Mechanism of igneous intrusion*. Newall et Rast (editors), Gallery Press, Liverpool, 380p.
- RAMSAY, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill. 568p.
- RÊGO, I.T.S.F., 1989. *Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis. RJ*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 348p.
- REID, J.B., EVANS, O.C. & FATES, D.G., 1983. Magma mixing in granitic rocks of the Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, p. 243-261.
- REIS NETO, J.M., 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 253p.
- REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G., 1993. Características geoquímicas e isotópicas dos complexos Três

- Córregos e Cunhaporanga: implicações tectônicas. In: *Símpósio Internacional del Neoproterozoico-Cambrio de la Cuenca Del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguai. Resúmenes Extensos...* La Paloma-Minas, Tomo II.
- RINGWOOD, A.E., 1974. Petrologic evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London*, v. 130, p. 183-204.
- ROBERT, J.L., 1976. Phlogopite solid solutions in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Chem. Geol.*, 17, p. 195-212.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W. & DOOLAN, B.L., 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Min. Soc. of America, Reviews in Mineralogy*, 9B, p. 1-228.
- RODA, E., PESQUERA, A. & VELASCO, F., 1995. Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. *The Canadian Mineralogist*, 33, p.835-848.
- ROIG, H.L. & SCHRANK, A., 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição - limite norte do complexo de nappes do Guaxupé-MG. In: *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, 1, p.283-285.
- ROSSOVSKIY, L.N. & CHMYREV, V.M., 1977. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan). *International Geology Review*, 19, p. 511-520.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D., 1984. Transpression. *J. Struc. Geol.*, 6(5), p. 449-458.
- SAPOUNTZIS, E.S., 1976. Biotites from the Sinthonia igneous complex. (North Greece). *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 126, p. 327-341.
- SCAILLET, B., FRANCE-LANORD, C. & LE FORT, P., 1990. Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India) petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *J. Volc. and Geoth. Res.*, 44, p. 1-26.
- SCHMIDT, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, p. 304-310.
- SCHÖLL, W. U. & SOUZA, O. M. de, 1970. Geologia da folha da Baldim (Minas Gerais, Brasil). *Relatório do Arquivo Técnico da DGM*, 814, Belo Horizonte, DNPM/Université de Heidelberg, 62p
- SCORZA, E. P., 1944. Kunzita e Hiddenita de Cuité, Município de Conselheiro Pena, Minas Gerais. *Revista Minera o e Metalurgia*, VII, 41, p. 333-334.
- SEKINE, T. & WYLLIE, P.J., 1982a. Phase relationships in the system $KAlSiO_4-Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 81, p. 190-202.
- SEKINE, T. & WYLLIE, P.J., 1982b. Synthetic systems for modelling hybridization between hydrous siliceous magmas and peridotite in subduction zones. *J. of Geology*, v. 90, p. 734-741.
- SHAND, S.J., 1927. *Eruptive rocks*. Wiley & Sons, New York.
- SHAW, H.R., 1980. Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: *R.B. Hargraves. Physics of Magmatic Processes*. New York. Princeton University Press., p.201-264.
- SHEARER, C.K.; PAPIKE, J.J.; SIMON, S.B.; LAUL, J.C. & CHRISTIAN, R.P., 1984. Pegmatite/wallrock interactions, Black Hills, South Dakota: progressive boron metasomatism adjacent to the Tip Top pegmatite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 48, p. 2563-2579.
- SHEARER, C.K. & PAPIKE, J.J., 1987. Mineralogical and chemical evolution of a rare element granite-pegmatite system: Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 51, p. 473-486.
- SHOBHENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E., 1984. Geologia do Brasil. *Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da  rea Oceânica Adjacente (1981)*.
- SILVA A. S., MIGNON, R. A. & PIMENTEL, E. C., 1978. Carta geológica do Brasil ao milionésimo Folha SE.23, Belo Horizonte, Brasília, DNPM-DGM.
- SILVA, J.M.R.; LIMA, M.I.C.; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JR., R.N.; ROCHA, R.M. & SIGA JR., O., 1987. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SE.24 - Rio Doce, Levantamento de Recursos Naturais*, 34.
- SMITH, H. A. & BARREIRO, B., 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, p. 602-615.
- SMITH, R.K. & LOFGREN, G.E., 1983. An analytical and experimental study of zoning in plagioclase.

- Lithos*, 16, p. 153-168.
- SMYTH, J.R. & BISH, D.L., 1988. Crystal structures and cation sites of the rock-forming Minerals. *Allen and Unwin*, Boston, Mass., 332p.
- SOARES, P.C., 1988. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: *VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Anais... Belém*, SBG, 1, p.63-79.
- SOARES, P.C., FIORI, A. P. & CARVALHO, S.G., 1990. Tectônica colisional obliqua entre o bloco Paraná e a margem sul do craton São Francisco. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos...*, Natal-RN, SBG, 6, p. 2723-2734.
- SÖLLNER, F., LAMMERER, B., WEBER-DIEFENBACK, K. & HANSEN, B.T., 1987. The Brasiliano Orogenesis; age determinations (Rb-Sr e U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, Hefte 7/8, p. 729-741.
- SPEAR, F.S., 1986. Zoned metamorphic garnets and metamorphic P-T paths. *International Mineralogical Association, 14th Meeting*, Stanford, p. 236.
- SPEER, J.A., 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: the hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. *Am. Mineral.*, 72, p. 863-878.
- SPEER, J.A., SOLBERG, T.N. & BECHER, S.W., 1981. Petrography of the uranium-bearing minerals of the Liberty Hill pluton, South Carolina: phase assemblages and migration of uranium in granitoid rocks. *Economic Geology*, 76, p. 2162-2175.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- STRONG, D. F. & HANMER, S. K., 1981. The leucogranites of the southern Brittany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Can. Miner.*, 19, p. 163-176.
- STUSSI, J. M. & CUNNEY, M., 1993. Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif central français). *Bull. Soc. Géol. France*, 4, p. 585-596.
- SWANSON, S.E., 1977. Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures. *Am. Mineral.*, 62, p. 966-978.
- TASSINARI, C.G., 1988. *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sua evolução crustal*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 236 p.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, p. 381-399.
- THIÉBLEMONT, D. & CABANIS, B., 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. VI, n°1, p. 23-35.
- TROMPETTE, R., 1994. *Geology of the Western Gondwana (2000 - 500 My) Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, XII-350 pp.
- TULLIS, J.A., 1983. Deformation of feldspars. In: *Feldspar Mineralogy* (ed. by Ribbe, P.H.), *Mineralogical Society of America short course notes*, 2 (2nd ed.), p. 297-323.
- VALLADARES, C., 1996. *Evolução geológica do complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo, 147p.
- VANCE, J.A., 1962. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Am. J. Sci.*, 260, p. 746-760.
- VANCE, J.A., 1965. Zoning in plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.*, 73, p. 636-651.
- VANCE, J.A., 1969. On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, p. 7-29.
- VAN DER MOLEN, I. & PATERSON, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Miner. Petrol.*, 70, p. 229-318.
- VAUCHELLE, L., 1988. *L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central Français)*. Thèse de Doctorat. Université de Paris VI, 397 p.

- VAUCHEZ, A., 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms in quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria). *Tectonophysics*, 67, p. 1-2.
- VELDE, B., 1965. Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Am. Jour. Sci.*, 263, p. 886-913.
- VERNON, R.H., 1979. Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base leaching) in some high-grade gneiss. *Lithos*, 12, p. 143-152.
- VERNON, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J.P. Royal Soc. New South Wales*, 116, p. 77-103.
- VERNON, R.H., 1986. K-feldspath megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.*, 23, p. 1-63.
- VERNON, R.H., 1990. Crystallisation and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Jour. Geophys. Research*, v. 95, n° B11, p. 17849-17859.
- VERNON, R.H.; FLOOD, R.H. & D'ARCY, 1987. Sillimanite and andalusite produced by base-cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks. *J. Metamorphic Geol.*, 5, p. 439-450.
- VIDAL, P.; COCHERIE, A. & LE FORT, P., 1982. Geochemical investigation of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 2279-2292.
- VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J., COCHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J. & SHEPPARDS, S.M.F., 1984. Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 179-190.
- VIEIRA, V.S.; SOUZA, E.C.; RAPOSO, F.O.; SILVA, L.C. & HEINECK, C.A. 1993. Geologia da Folha Baixo Guandú. In: *Vieira, V.S. (org.), Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha SE.24-Y-C-V - Baixo Guandú*, DNPM/CPRM. Brasília. p.15-134.
- VIGNERESSE, J.L. & BRUN, J.P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, p.357-366.
- WATSON, E.B., 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 407-419.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sc. Letters*, 64, p. 295-304.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M., 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, p. 19-30.
- WERNICK, E., 1990. Zoneamento magmático regional de granitóides brasileiro no sudeste/sul do Brasil: implicações geotectônicas. In: *XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais...* Natal, SBG, 4, p.1668-1683.
- WERNICK, E & GALENBECK, T.M.B., 1985. Contribuição à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. In: *V Simpósio Regional de Geologia, Atas...* São Paulo, 1, p.19-132.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, p. 7-22.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W., 1983. Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southern Australia. *Mem. Geol.Soc.Am.*, 159, p. 21-34.
- WHITNEY, J.A., 1975. The effect of pressure, temperature and XH_2O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.*, 83, p.1-31.
- WHITNEY, J.A., 1988. The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 1886-1897.
- WIEBE, R.A., 1968. Plagioclase stratigraphy: a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *Am. J. Sci.*, 268, p. 690-703.
- WIEDEMANN, C.M. 1993. The evolution of the Early Paleozoic, Late- to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. *An. Acad. bras. Ciência*, 65, p.163-181.
- WINKLER, H.G.F., 1967. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 2^{ème} edition. Springer-Verlag, New York. 348 p.
- WILSON, T.J., HANSON, R.E. & WARLAW, M.S., 1993. Late Proterozoic evolution of the Zambezi belt,

- Zambia: Implications for regional, Pan-african tectonics and shear displacements in Gondwana. In: R.H. Findlay, Banks, M.R., Unrug, R. et Veevers, J. (eds), *Gondwana 8-Assembly, Evolution and Dispersal*, Balkema, Rotterdam, p. 69-82.
- WYLLIE, P.J., 1977. Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, v. 43, p. 41-71.
- WYLLIE, P.J., COX, K.G. & BIGGAR, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol*, 3, p. 238-243.
- ZEN, E. an & HAMMARSTROM, J.M., 1984a. Mineralogy and a petrogenetic model for the tonalite pluton at Bushy Point, Revillagigedo Island, Ketchikan 1° x 2° Quadrangle, Southeastern Alaska. *U.S. Geol. Surv. Circular*, 939, p. 118-123.
- ZEN, E. an & HAMMARSTROM, J.M., 1984b. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, p. 515-518.
- ZUSSMAN, J., 1979. The crystal chemistry of the micas. *Bull. Mineral.*, 102, p. 5-13.

Annexes

Annexe 01

Méthodes d'analyse chimique des roches et des minéraux

1/ Broyage

Les échantillons de roches et des minéraux des pegmatites ont été concassés dans un broyeur à mâchoire jusqu'à la taille millimétrique (<10mm) et, en suite, ils ont été réduits à poudre en utilisant un broyeur d'agate (environ 18 minutes).

2 / Méthodes d'analyse

L'ensemble des analyses ont été réalisées à l'Ecole de Mines de Saint Etienne (France). Les dosages des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares dans les roches de la suite Galiléia, de la suite Urucum et dans les minéraux de certains pegmatites ont été réalisés conjointement par fluorescence X (XRF) et par spectrométrie d'émission à source d'excitation plasma (ICP-AES). Les terres rares de certains échantillons de la suite Urucum ont été analysées par Activation Neutronique (spectrométrie γ).

2.1 / Fluorescence de rayons-X (XFR)

L'appareil utilisé est un spectromètre à dispersion de longueur d'onde (WDS) Philips PW1404. Pour les dosages des éléments majeurs, il faut calciner 1g de poudre de l'échantillon pendant 2h à une température de 960°C. La perte au feu est calculée par différence de poids de l'échantillon avant et après la calcination. En suite, on mélange 0.3g de la poudre calcinée à 0.3g de nitrate de lithium (LiNO_3) et à 5.4g de tetraborate de lithium ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). La fusion de ce mélange est atteinte après 8 mn à une température d'environ 1100°C dans un four à induction. La coulée ainsi obtenue est versée dans une coupelle en platine de 30 mm de diamètre.

Le dosage des éléments en trace a été établi sur des pastilles préparées en pesant 10g d'échantillon broyé et 3g de cire Hoescht. Ce mélange est pressé dans un moule en acier pendant 10 secondes sous une pression de 20 tonnes.

Les erreurs pour les éléments majeurs se situent entre 1 et 5%. Les limites de détection pour les éléments en traces sont: 2 ppm pour le Ni, Cu, Zn, Ga et Rb; 1.5 ppm pour le Sr, Y, Zr et Nb; 3 ppm pour le Hf, W, Pb, Th, U et Sn; 5 ppm pour le Cs; 3.5 ppm pour le Ba; 7.5 ppm pour le La et 8 ppm pour le Ce.

2.2 / Spectrométrie d'émission (ICP-AES)

L'appareil utilisé est un Jobin Yvon JY70, qui comprend deux spectromètres, l'un simultané (JY32) pour le dosage des éléments majeurs et traces (Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, K, Li, Be, Nb, Y, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, et Ba), l'autre séquentiel (JY38P) pour le dosage de l'uranium, du thorium et des terres rares. Les erreurs sont d'environ 10 %.

Résumé de la procédure de mise en solution des échantillons:

1- Peser environ 250 mg d'échantillon dans un becher téflon Savillex 30 ml. On doit avoir également le poids total (becher vide + bouchon) qui permettra de calculer le taux de dilution à la fin de la procédure;

2- Ajouter 1 ml de HNO_3 , puis 3 ml de HCl . Porter à sec (120°C), becher ouvert;

3- Ajouter 2 ml de Hf . Porter à sec (120°C); becher ouvert;

4- Ajouter 2 ml de HF , fermer les bechers et laisser deux à trois jours (plaque 100°C);

5- Sortir les bechers de la plaque, laisser refroidir, ouvrir les bechers et porter à sec;

6- Ajouter 2 ml HNO_3 . Porter à sec (120°C);

7- Ajouter 2 ml de HNO_3 . Porter à sec (120°C);

8- Ajouter 2 ml HCl . Porter à sec (120°C);

9- Sortir les bechers de la plaque, ajouter 25 ml de HCl 2M, fermer les bechers, agiter et laisser quelques heures sur la plaque chauffante à environ 100°C .

En raison de nombreuses interférences des terres rares entre eux et avec d'autres éléments métalliques (Fe, Al en particulier), mais aussi du fait de leurs faibles teneurs dans les échantillons, les terres rares sont séparées de la solution matrice en utilisant des résines échangeuses de cations. Une aliquote de la solution mère, précédemment employée pour le dosage des éléments majeurs et de certains éléments traces, est éluée sur une colonne de résine échangeuse d'ions.

2.3 / Activation Neutronique (Spectrométrie gamma)

Cette méthode consiste en une irradiation de l'échantillon dans un flux de neutrons thermiques afin de générer des isotopes instables qui se décomposent à des taux connus, liés à leurs durées de vie. Les produits de décomposition comprennent des rayons gamma dont l'énergie est caractéristique de chaque isotope. L'appareil d'activation neutronique mesure simultanément les intensités de pics à partir du spectre des rayons gamma des échantillons, sans séparation radiochimique, par un détecteur GE. Les éléments analysés par cette méthode sont Sc, Cr, Fe, Co, Zn, Rb, Sr, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Th et U. Dans notre cas, nous avons analysé les terres rares, le Hf, le U, le Th et le Ta de certains échantillons de la suite Urucum. Il faut remarquer que certaines terres rares (Pr, Dy et Er) ne peuvent pas être analysées par cette méthode à cause de la courte durée de vie de leurs isotopes. La limite de détection des éléments est variable d'un élément à un autre (ex.: 0.5 ppm pour le La et 0.02 ppm pour le Eu).

3 / Méthode d'analyse des minéraux

3.1 / Microsonde

Les microanalyses quantitatives des éléments constitutifs des phases minérales ont été effectuées à la Microsonde Camebax du Service de Microsonde Electronique du Département des Sciences de la Terre de la Université Blaise-Pascal à Clermont-Ferrand (France). Cette analyse est exécutée après métallisation au carbone des lames minces. Les conditions analytiques pour la plupart des minéraux sont les suivantes: tension d'accélération de 15kV; une intensité du courant de 15nA; sonde focalisée sur une surface de $1\mu\text{m}^2$; et un temps de comptage de 20s.

3.2 / Microscope électronique à balayage

Le microscope électronique à balayage (MEB) constitue un outil importante pour l'étude des minéraux et des roches. Il est particulièrement important dans l'approche qualitative de certains minéraux qui, en raison de leur taille réduite, n'ont pas été identifiés au microscope optique.

Le principe du MEB repose sur le balayage de la surface de l'échantillon par un faisceau d'électrons. Cette interaction génère plusieurs types d'émissions électroniques (électrons secondaires, électrons rétrodiffusés, etc) et radiatives (photons: X, visibles, ultra-violet, infrarouge). Le MEB utilisé (JEOL JSM840; Ecole de Mines de Saint Etienne) a été couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie (Microanalyseur Tracor TN 5500), qui capte les photons X émis par l'échantillon. Ce spectromètre permet d'obtenir des analyses ponctuelles qualitatives, ce qui facilite la détermination de la nature des minéraux. Les échantillons utilisés sont des lames minces de roches métallisés au carbone ce qui assure la conductivité électrique superficielle.

Annexe 02

Zircons et monazites

1- Séparation des zircons et des monazites

La séparation des zircons et des monazites a été exécutée au Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) du Departamento de Geologia de l'Universidade Federal de Ouro Preto (Brésil) et au Département de Geologie (CNRS-URA 10) de l'Université Jean Monet, à Saint Etienne (France).

Les opérations suivantes ont été exécutées:

- 1- Concassage à la masse de 25-30 kilos environ de chaque échantillon;
- 2- Concassage au broyeur à mâchoire;
- 3- Broyage au broyeur à cylindres de porcelaine;
- 4- Tamisage et séparation de la fraction 100-250 meshes;
- 5- Séparation initiale d'une fraction lourde avec l'utilisation de la «bateia» (plat de rivière).

L'utilisation de cette méthode s'est montrée très adaptée car elle est rapide, efficace et sûre (sans contamination);

- 6- Séparation des minéraux magnétiques par aimant manuel à partir de la fraction lourde;

7- Séparation raffinée de la fraction non-magnétique de l'étape (6) par liqueur dense (iodete de méthilene);

8- Séparation des minéraux de différentes susceptibilité magnétique au séparateur magnétique Frantz à partir de la fraction lourde de l'étape (7). Ce stage nous a fourni des fractions à zircon et monazite assez pures;

9- Les zircons les moins magnetiques et sans inclusions sont obtenus à partir de plusieurs séparations au Frantz. Initialement, on a utilisé une inclination longitudinale de 10°. Chaque fraction "non magnetique" a été obtenue sous une intensité de plus en plus importante. Les amperages utilisés sont 0.2, 0.5, 0.7, 1.0, 1.25, 1.5, 1.8 et 2.2 Ampères.

10- Finalement, les zircons et monazites sont triés à la lupe binoculaire. Seuls les zircons et les monazites automorphes, limpides et de même taille sont sélectionnés pour la datation. Ces caractéristiques sont fondamentales pour l'obtention des analyses les plus concordantes dans les diagrammes Concordia;

11- Les zircons et les monazites sont disposés dans une resine pour analyse en microsonde et l'étude des zonations au MEB. Pour l'étude typologique au MEB, les zircons ont été fixés sur un adhésif à double face. Le restant des zircons et des monazites ont été utilisés pour l'étude isotopique classique. Certains monazites ont été datées en microsonde.

2- Etude typologique

Nous avons utilisé la méthode de Pupin (1976) pour l'étude typologique des zircons. Les grains (une centaine par échantillon), fixés sur un adhésif double face, ont été métallisés (l'or). Au MEB nous avons utilisé les électrons secondaires qui ont une faible énergie par rapport aux rayons incidents. Ils donnent des renseignements sur l'état de surface de l'échantillon (contraste topographique).

3- Zonation des zircons

Les zircons montés sur résine ont été utilisés pour identifier les surcroissances et les zonations magmatiques. Nous avons utilisé les électrons rétrodiffusés du MEB qui correspondent aux électrons du faisceau primaire ayant été renvoyés par la cible sans perte significative d'énergie. Les variations du coefficient de rétrodiffusion provoquent un contraste à l'écran entre les éléments très absorbantes (zones sombres) et les éléments peu absorbants (zones claires).

Annexe 03

Méthodes d'analyse isotopique

1- Etude isotopique U-Pb sur zircons et monazites

Les analyses isotopiques U-Pb ont été réalisées avec un spectromètre de masse VG sector 54-30 en multicolection statique, l'isotope ^{204}Pb étant mesuré à l'aide d'un comptage d'ions. Les mesures répétées du standard NBS981 ont déterminé un fractionnement de masse de 0.1% par uma. Pb et U sont déposés avec du silica-gel et de l' H_3PO_4 sur le même filament de Re. Ils sont mesurés successivement entre 1550°C et 1650°C pour Pb et > 1650°C pour U. Les constantes de désintégration utilisées sont celles recommandées par l'IUGS (Steiger & Jäger, 1977). Les ellipses individuelles d'erreur (2σ) et les âges sont calculés avec les logiciels PBDAT 1.24 et ISOPLOT 2.71 (Ludwig, 1993 et 1994).

2- La préparation des zircons et monazites pour l'étude U-Pb

Les zircons sont abrasés mécaniquement (Krogh, 1982) et, en suite, les cristaux de zircons ont été placés dans des micro-capsules en téflon de type Parrish (1987) modifiées. Les zircons et les monazites ont été dissous, respectivement, par $\text{HF} > 50\%$ à 240°C durant 24 heures et par HCl 6N à 200°C durant 20 heures. Le traceur isotopique $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ a été ajouté avant dissolution, afin de permettre la détermination des concentrations en U et Pb. Pb et U sont élués simultanément dans des micro-colonnes en téflon contenant 50 μL de résine anionique, selon la procédure décrite par Krogh (1973), modifiée. Le blanc total analytique durant ces analyses est de 5-10 pg pour Pb et 0.5 pg pour U. La composition isotopique du blanc de correction est la suivante: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.0$.

3- Datation U-Th-Pb des monazites à la microsonde électronique

Si on considère d'une part que la teneur initiale en Pb de la monazite est négligeable par rapport au plomb radiogénique, et d'autre part que les teneurs en U, Th et Pb n'ont pas été modifiées, autrement que par désintégration radioactives, depuis la dernière remise à zéro du système, c'est à dire depuis la dernière perte totale du plomb radiogénique, nous pouvons calculer l'âge de la monazite à partir des teneurs en U, Th et Pb.

Les analyses ont été effectuées sur une microsonde électronique de type Camebax Microbeam au Service de Microsonde Electronique du Département des Sciences de la Terre de la Université Blaise-Pascal à Clermont-Ferrand (France). Les conditions de opérations sont celles utilisées par Montel *et al.* (1994 et 1996).

Seuls U, Th et Pb sont analysés. Les bruits de fond sont mesurés symétriquement de part et

d'autre des pics. Les standards sont UO_2 , ThO_2 et un verre synthétique fabriqué au laboratoire de pétrologie expérimentale de l'URA 10 à Clermont-Ferrand, contenant 6200 ppm de plomb. La courante est de 130 à 145 nA. La tension d'accélération a été de 25 kV. Les temps de comptage sur les standards sont de 300 s minimum pour le plomb et de 90 s pour ThO_2 et UO_2 . Sur les monazites, le temps de comptage est de 30 s sur le pic et 15 s sur chaque bruit de fond. En général, 10 comptages sont faits au même endroit pour un temps de comptage total de 300 s.

Les traitements des populations de comptage et des intervalles de confiance pour les concentrations calculées sont exécutées en utilisant les corrections de matrice ZAF et les seuils de détection sont obtenus suivant la procédure de Ancey *et al.* (1978). Pour un temps de comptage de 300 s sur l'échantillon, les seuils de détection à 90% sont en moyenne de 230 ppm pour Th et Pb et 180 ppm pour U. L'erreur sur l'âge est calculée à partir des intervalles de confiance à 95 % pour U, Th et Pb (une précision de l'ordre de ± 30 Ma pour une âge de 300 Ma et de ± 100 Ma pour un âge de 3,0 Ga).

Cette méthode ne permet pas de mettre en évidence les pertes partielles de plomb radiogénique, en revanche, de telles pertes sont identifiées grâce au diagramme Concordia dans la méthode classique. Le principale avantage de la méthode est qu'elle nous permet d'exécuter des analyses punctuelles, de façon rapide et peu onéreuse.

3- Détermination isotopique des isotopes de Sr et Nd

La séparation chimique des isotopes (Pin & Carme, 1987) et les mesures au spectromètre ont été effectuées par C. Pin au Département des Sciences de la Terre de la Université Blaise-Pascal (Clermont-Ferrand-France). L'appareil utilisé est un spectromètre de masse du type ISOMASS VG 54E avec double collecteur. Les dosages de Rb-Sr ont été exécutées par fluorescence X à Ecole de Mines de Saint Etienne. Les résultats du Nd ont été normalisés par rapport à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est donné par rapport à la valeur 0.511860 (La Jolla standard).

Annexe 04

Analyses chimiques des roches et des minéraux de la suite Galilée

TONALITES ITATIAIA

TONALO-GRANODIORITES

GRANODIORITES

	MD14A	MD14B	MD39	MD45A	MD62A	MD03A1	MD12A2	MD24A2	MD35	MD36	MD42	MD58
Oxydes (%)												
SiO ₂	59.1	58.17	63.06	60.48	64.7	66.12	65.12	67.5	66.46	67.33	66.72	66.67
TiO ₂	1.12	0.89	0.84	0.79	0.57	0.46	0.49	0.44	0.57	0.44	0.44	0.61
Al ₂ O ₃	15.1	17.64	16.29	17.07	15.61	16.11	16.54	15.5	16.09	15.17	15.41	15.13
Fe ₂ O ₃ T	9.67	7.25	6.52	6.33	4.89	3.95	4.44	4.46	5.18	3.8	4.09	4.68
MnO	0.17	0.12	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08
MgO	3.31	2.45	2.03	2.62	1.87	1.18	1.38	1.35	1.3	1.2	1.39	1.59
CaO	5.71	6.59	4.97	4.85	4.52	4.24	4.39	3.15	3.71	3.02	3.69	3.56
Na ₂ O	2.16	3.37	3	3.27	3.66	3.69	3.14	3.22	3.32	3.96	3.42	3.76
K ₂ O	1.92	1.2	2.64	2.53	2.74	2.73	2.98	2.66	2.9	3.34	3.03	3.37
P ₂ O ₅	0.27	0.23	0.19	0.22	0.16	0.13	0.15	0.18	0.16	0.19	0.14	0.17
LOI	0.81	0.96	0.54	0.75	0.54	0.44	0.63	0.51	0.51	0.49	0.47	0.39
Total	99.34	98.87	100.17	99	99.35	99.12	99.33	99.05	100.29	99.02	98.89	100.01
ACNK	0.94	0.94	0.97	1.01	0.91	0.96	1.01	1.11	1.05	0.97	0.99	0.93
Traces (ppm)												
Ba	414	338	535	528	463	695	582	380	470	386	404	575
Rb	96	42.5	97.7	97.3	94	88.6	103.3	106	120.4	129.4	109	122.7
Sr	210	301.9	229.1	190.6	168.3	193.8	176.1	140	185.3	143.3	182.5	162.6
Y	32.2	18.5	23.8	30.5	17.1	19.5	24.2	20.7	21.7	23.2	19.6	30.1
Zr	253	214	165.5	182.5	132.4	154.6	156.8	145	171	126.9	119.1	178.3
Nb	15.6	31.9	114	17	10.6	20	11.9	12.5	37.3	25.8	27.2	13.6
Th	2.48	4.9	12.5	8.34	9.61	10.9	9.76	9.87	12.1	11.4	7.14	13.4
Pb	8.5	10.4	15.1	7.8	18.2	15.9	16	20.8	16.6	23	21.1	17.8
Ga	18.5	19.2	19	19.2	17.6	18.7	19.2	19.9	18.7	17.6	17.6	17.6
Zn	107	90.5	91.3	91.5	69.4	60.3	67.4	72.1	80.4	59.4	61.7	65.7
Cu	10.4	9.79	4.01	15.8	1.45	4.56	6.12	<2	4.07	<2	7.39	1.99
Ni	16	18	9.3	25.4	9.56	6.72	9.55	6.93	6.17	8.19	7.28	8.94
V	170	133	85	117	67	48.5	64.3	49.7	42.7	41	61	71.2
Cr	45.7	22.1	7.09	42.1	18.3	8.18	14.9	7.2	7.09	10.8	5.92	13.9
Hf	6.9	6.6	4	5.9	4.7	5.1	4.2	6.6	6.2	4.4	5.2	5.2
Cs	20.1	<5	<5	<5	<5	<5	<5	8	8	15.3	6.9	<5
Sc	30.2	22	18.9	17.6	13.3	11.3	11.8	12.7	12.3	9.48	11.1	12.8
Co	25.7	19.4	15.6	19.8	15.4	8.82	11.7	10.2	11.4	8.5	9.85	11.8
Li	95.1	88.7	69.2	63.3	106	70.5	70.7	51	111	93.2	77	75.9
Be	2.35	2.36	2.05	1.46	1.9	2.2	1.94	2.8	3.05	2.97	2.4	2.07
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
W	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3.6	3.1	<3	<3	<3	<3
Sn	3.1	<3	<3	<3	5.1	<3	<3	<3	3.9	5.5	7	4.5
ETR (ppm)												
La	16.6	19.59	32.78	30.39	21.92	33.67	30.51	28	35.33	26.8	17.8	33.9
Ce	38	39.41	85.43	67.75	42.61	67.78	63.5	56.5	63.65	50.2	41.9	63.3
Nd	22.5	22.7	40.08	38.56	23.81	35.74	37.33	27.5	41.3	32.1	22.9	42.7
Sm	4.55	5.18	8.33	7.7	4.63	7.06	7.54	5.55	7.54	6.22	4.59	7.98
Eu	0.97	1.41	1.74	1.83	1.06	1.44	1.56	0.91	1.3	0.99	0.83	1.12
Gd	4.55	4.17	7.17	6.45	4.02	5.41	5.91	-	5.38	-	-	-
Dy	4.38	3.75	5.95	7.28	3.3	4.03	5.2	3.93	4.71	4.25	4.01	5.5
Er	2.82	1.78	2.39	2.84	0.73	2.04	2.37	-	2.25	-	-	-
Yb	3.06	1.76	1.9	2.16	1.41	1.81	1.89	1.97	2.06	3.1	2.36	3.8

GRANODIORITES

	MD61A	MD61B	MD63A	MD68A	MD69A	MD78A	CP01A1	CP01A2	CP01A3	CP01A5	CP05B	CP06A	CP11	CP13A
Oxydes (%)														
SiO ₂	65.83	65.31	66.53	65.19	65.64	68.42	65.8	65.7	66.3	65.5	68.1	65.8	67.2	66.1
TiO ₂	0.57	0.55	0.51	0.63	0.57	0.44	0.47	0.45	0.5	0.46	0.44	0.53	0.5	0.63
Al ₂ O ₃	15.33	15.7	15.88	16.02	15.9	14.64	16.5	16.8	16.1	16.2	14.7	15.3	15.8	14.8
Fe ₂ O ₃ T	4.85	4.65	4.4	5.01	4.82	3.97	4.13	3.98	4.41	4.06	4	4.67	4.39	5.07
MnO	0.09	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.09	0.06	0.08
MgO	1.57	1.5	1.3	1.47	1.43	1.4	1.14	1.12	1.23	1.13	1.16	1.54	1.06	1.57
CaO	4.18	4.21	4.25	4.21	4.42	3.47	4.59	4.94	4.53	4.55	2.58	3.48	4.52	3.69
Na ₂ O	2.93	3.32	3.35	3.69	3.51	3.23	2.78	2.94	2.94	3.07	3.69	2.99	3.15	3.02
K ₂ O	2.88	3.02	2.1	1.99	2.14	3.61	2.91	2.88	2.83	2.75	2.9	2.89	2.03	3.21
P ₂ O ₅	0.14	0.1	0.15	0.23	0.17	0.09	0.16	0.14	0.15	0.15	0.49	0.17	0.13	0.27
LOI	0.47	0.59	0.6	0.55	0.67	0.61	0.54	0.47	0.49	0.48	0.52	0.52	0.35	0.48
Total	98.84	99.03	99.14	99.04	99.34	99.96	99.09	99.49	99.55	98.42	98.64	97.98	99.19	98.92
ACNK	0.99	0.96	1.02	1.01	0.99	0.94	1.03	0.99	1	0.99	1.06	1.06	1.01	0.98
Traces (ppm)														
Ba	536	533	507	412	444	632	596	587	557	571	301	506	806	642
Rb	93.6	98.4	87.6	100.4	87.8	94	111	111	119	114	154	126	69.2	116
Sr	177.1	178.3	186.9	201.3	191.5	160.1	174	184	161	171	98.6	143	261	175
Y	20.1	20.7	11.8	8.87	14.7	22.8	25	25	27.2	26.9	33	25.5	27.3	33.6
Zr	133.4	132.3	163.3	175.1	162.5	105.5	147	143	152	148	142	144	182	186
Nb	11.1	12.4	14.4	142	29.8	10.3	12.2	11.7	11.9	12.4	21.1	13.5	12.4	11.2
Th	10.3	8.65	10.5	2.96	10.3	21.2	9	11.3	9.9	11.4	7.9	8.3	6.1	18.8
Pb	16.7	22.2	11.5	12.6	12.3	20.5	22.3	19.4	15.3	20.2	21.4	18.7	14.4	18
Ga	17.7	18	19.4	20.6	18.3	16.5	19.9	21	20.2	20.2	21.4	19.5	19.8	17.1
Zn	64.6	68.1	66.7	79.9	72.9	62.3	55.9	53.3	58.1	56.1	83.7	68.4	58.1	66.1
Cu	<2	<2	5.06	<2	24.9	0.34	10.4	3.8	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ni	9.91	9.1	7.74	9.63	7.27	4.92	8.4	11.2	8.3	8.8	12	12.6	6	11
V	64.3	64.1	54	58.1	68.8	57.8	61.6	63.2	69.8	63.2	54.1	70.9	56	76.7
Cr	10.8	10.7	9.01	10.1	7.16	5.48	14.8	15.1	17.1	14.6	17.6	19.5	4.52	17
Hf	3.9	4.6	5.3	5.6	6.7	4.3	5.9	4.6	7	5.7	5.6	6.4	7.1	5.9
Cs	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12.7	9.9	13	13.2	16.8	9.5	6.5	8.1
Sc	13.3	13.1	12.1	11.9	13.9	12.8	11.2	11.3	12.5	11.1	9.25	12.6	10.2	12.9
Co	12.2	13.1	11.6	12.2	12	10.6	9.23	10.1	11.3	9.35	9.57	12.1	9.53	12.8
Li	91.1	93.5	77.9	60.2	58.7	65.6	1.42	1.23	0.59	0.73	1.68	2.16	0.68	1.09
Be	1.77	1.99	2.18	1.89	1.97	1.82	2.48	2.3	2.33	2.42	3.14	2.67	1.83	2.19
U	<3	3.2	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4.1	<3	5	<3	<3	<3
W	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	<3	6.3	<3	5.1	3.6	<3	12.1	10.7	10.4	9.3	6.2	<3	<3	<3
ETR (ppm)														
La	23.45	18.2	38.98	13.1	34.9	29.14	33.2	32.6	37.4	32.8	27.5	30.4	54	47.3
Ce	46.21	31.8	80.41	26.8	76.2	52.25	77	75.8	88.1	79.9	66	72.8	99.6	114
Nd	24.31	26.4	37.59	18.2	36.6	27.61	28.6	28.3	33.2	29.1	28.2	28.7	41.4	43
Sm	5.22	5.25	7.22	4	6.09	6.08	6.22	5.98	7.03	6.3	6.89	6.37	7.41	8.24
Eu	1.07	1.12	1.42	1.16	1.2	1.1	1.37	1.44	1.54	1.44	0.99	1.29	1.6	1.26
Gd	4.35	-	4.7	-	-	4.91	5.63	5.61	6.65	5.91	7.26	5.85	6.41	6.94
Dy	4.06	3.87	2.97	1.93	3.76	4.52	4.98	4.97	5.8	5.21	6.73	5.17	5.49	6.57
Er	2.01	-	1.02	-	-	2.06	2.48	2.48	3	2.73	2.67	2.35	2.55	3.14
Yb	2.06	3.14	0.85	0.97	1.53	1.7	1.61	1.69	1.89	1.86	1.65	1.58	1.66	2.25

GRANODIORITES

	CP14A	CP17A
<u>Oxydes (%)</u>		
SiO2	66.9	66.7
TiO2	0.47	0.48
Al2O3	15.3	14.7
Fe2O3T	4.34	4.35
MnO	0.09	0.09
MgO	1.31	1.34
CaO	3.79	4.02
Na2O	3.11	2.77
K2O	3.02	2.92
P2O5	0.16	0.13
LOI	0.51	0.53
Total	99	98.03
ACNK	1	0.98

Traces (ppm)

Ba	447	507
Rb	112	100
Sr	185	166
Y	27.7	30.3
Zr	124	138
Nb	10.2	9.5
Th	7.6	11.1
Pb	22.5	22.6
Ga	18.6	18
Zn	57.1	54.8
Cu	<2	<2
Ni	7.9	8.4
V	69.7	65.2
Cr	10.4	14.7
Hf	6.4	4.4
Cs	8.3	6.9
Sc	12.2	14
Co	10.5	12.4
Li	1.55	1.48
Be	2.64	2.44
U	<3	3.9
W	<3	<3
Sn	3.3	4.7

ETR (ppm)

La	22.9	26.2
Ce	51.6	57.7
Nd	22.2	23.9
Sm	5.3	5.55
Eu	1.18	1.19
Gd	4.8	5.25
Dy	5.1	5.41
Er	2.6	2.94
Yb	2.17	2.25

GRANITES

MD01.2	MD02	MD10	MD24A1	MD27	MD28	MD31A	MD43	MD64A	MD64B	MD70B
71.09	72.8	72.1	71.67	71	71.8	71.89	71.9	70.72	71.23	69.18
0.31	0.19	0.2	0.27	0.28	0.25	0.28	0.28	0.35	0.34	0.41
14.29	13.5	14.2	14.36	14.5	13.9	14.39	13.86	14.38	13.95	14.87
2.92	2.6	2.38	2.54	2.93	2.86	2.73	2.82	3.54	3.33	3.11
0.06	0.07	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07	0.07	0.07
0.85	0.63	0.5	0.79	0.71	0.69	0.77	0.46	0.6	0.58	0.87
2.87	2	2.5	2.59	3.02	2.61	2.72	2.23	4.63	4.58	2.31
3.54	3.22	2.72	4.15	3.06	2.94	4.39	3.7	3.68	4.06	3.82
3.54	4.03	4.49	2.76	3.35	3.54	3.23	4.25	1.07	1.1	4.15
0.09	0.08	0.08	0.11	0.08	0.09	0.09	0.1	0.1	0.09	0.22
0.4	0.51	0.57	0.48	0.43	0.42	0.52	0.39	0.5	0.46	0.6
99.96	99.63	99.78	99.78	99.42	99.16	101.07	100.03	99.64	99.79	99.61
0.96	1.02	1.02	0.99	1.02	1.04	0.92	0.94	0.92	0.86	0.99

663	502	638	480	942	975	737	953	289	272	1153
116.2	149	119	76	97.4	107	136.8	102.8	26.9	24.4	126.7
158.2	106	172	139.7	190	178	147.9	149.2	324.7	323.5	242.3
19.5	37.8	14.4	12.8	32.8	22.2	23.1	15.2	17.9	14.4	14.3
119.7	114	127	108.6	147	145	119.7	164	240.8	224.1	171
27.5	8.15	6.17	26.4	10	9.64	9.53	29.7	10.5	12.4	14.2
9.48	10.7	5.58	7.88	8.65	9.03	9.51	10.3	8.23	14.9	9.47
17.7	21.4	28	26.2	17.9	17	21.9	23.3	9.2	8.7	22.5
15.5	16.1	15.8	16.2	17.3	15.9	16.7	16.9	16.8	16.3	15.9
50.6	44.8	45.3	51.3	45.7	45.3	45.1	50.6	49	46.6	50.3
5.57	<2	<2	<2	<2	<2	1.44	0.66	0.81	0.8	1.15
3.81	29	1.84	5.8	1.58	3.76	5.41	3.16	2.02	0	2.38
38.2	25	11.9	28.8	34	29.8	30.5	18.8	123	23.3	31.7
3.32	8.5	1.99	4.17	0.36	4.67	5.85	0.68	-	-	-
4.2	5.2	6.2	6.6	6.2	6.4	5.9	6.9	6.1	7.4	5
7.2	19.6	9.2	<5	<5	11.1	<5	<5	0	<5	<5
8.37	7.66	5.53	7.24	8.76	7.09	7.49	7.53	35.5	32.6	6.43
5.72	11.6	4.42	6.36	6.25	6.3	6.26	4.89	6.08	5.58	5.99
84.9	53.2	40.9	57.4	27.9	31.9	64.7	56.1	40.8	40.1	68
1.79	3.13	2.23	1.67	2.4	2.6	2.11	1.23	1.63	1.66	1.59
3	3.1	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
0	5.6	<3	<3	4.5	6.4	<3	<3	<3	<3	<3
4	7	<3	<3	4.1	5.3	6.1	3.8	<3	<3	10

26	23.7	20.6	19.7	35.8	31.6	25.8	37.7	107	85.29	19.98
61.3	47	38.7	47.8	73.3	57.6	61.48	90.9	212	157.85	52.56
29.6	23.7	17.9	24.1	35	25.8	29.6	44.5	99.6	80.49	23.51
5.07	5.24	2.91	4.71	6.32	5.11	6.26	8.46	16.8	13.02	4.92
0.85	0.56	0.9	0.89	1.11	0.9	1.06	1.1	3.28	2.58	0.97
4.58	5.39	2.5	4.94	5.77	4.81	5.05	-	9.62	7.35	3.6
4.1	5.58	2.1	3.02	5.31	3.73	4.68	3.55	5.06	4.14	3.26
-	3.95	1.95	2.15	3.22	2.66	2.11	-	2	1.59	1.3
2.31	3.77	2.12	1.68	2.86	2.02	1.8	1.33	1.18	1.21	1.19

GRANITES

	MD80	CP02A1	CP02A2	CP08A	CP09A	CP10
Oxydes (%)						
SiO ₂	71.02	71.6	67.2	73.9	69	70.1
TiO ₂	0.31	0.3	0.38	0.24	0.28	0.33
Al ₂ O ₃	13.83	14	15.3	13.7	14.8	14.6
Fe ₂ O ₃ T	3.11	3.13	3.94	2.95	2.76	3.33
MnO	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06
MgO	0.72	0.61	0.75	0.43	0.61	0.67
CaO	3.13	3.27	4.12	2.33	2.77	2.91
Na ₂ O	3.38	2.97	3.4	3.23	3.41	3.25
K ₂ O	2.88	2.79	1.75	3.3	3.73	3.56
F ₂ O ₅	0.08	0.09	0.1	0.08	0.09	0.09
LOI	0.47	0.38	0.34	0.28	0.3	0.3
Total	98.98	99.18	97.34	100.49	97.81	99.2
ACNK	0.96	1.01	1.02	1.04	1.01	1.01
Traces (ppm)						
Ba	1021	748	305	580	785	791
Rb	75.5	85.5	80.5	118	114	121
Sr	173	166	175	151	174	169
Y	14.5	22.8	27.1	38.7	38.8	29.4
Zr	153.7	161	195	144	139	130
Nb	11.8	34.9	21.7	12.6	12	12.9
Th	12.5	10.9	11.5	10.2	9.9	10.4
Pb	15.5	17.8	12.6	19.5	20.7	18.9
Ga	16.6	18.3	20.4	19.2	18.5	18.8
Zn	60.7	53	66.1	56.1	44.6	53.4
Cu	2.03	<2	<2	<2	5.2	<2
Ni	1.33	4.5	6.1	4.3	4.8	4.2
V	28.5	33.8	43.8	22.2	32.1	40.8
Cr	5.31	5.4	6.73	3.18	3.24	4.78
Hf	6.5	4.9	7	4.4	4.9	5
Cs	<5	<5	6.9	8.3	7.6	5.7
Sc	9.14	9.51	12.4	7.72	7.15	5.17
Co	5.58	6.38	8.28	4.94	6.02	7.48
Li	55.2	1	0.43	2.84	1.74	2.16
Be	1.49	1.7	2.11	2.27	2.08	2.2
U	<3	4.9	<3	<3	<3	<3
W	<3	<3	<3	3.4	3.2	3.2
Sn	<3	<3	<3	5.3	<3	4.4
ETR (ppm)						
La	42.39	49.6	51.5	36.8	40.1	36
Ce	84.78	111	116	86.8	89.8	77.9
Nd	42.07	40.3	43	33.5	34	32.3
Sm	7.76	7.64	8.4	7.31	7.34	6.37
Eu	1.56	1.54	1.63	1.25	1.22	1.17
Gd	4.69	6.31	7.14	7.33	7.12	5.73
Dy	3.17	4.98	5.66	7.41	7.05	5.2
Er	1.28	2.32	2.7	3.3	3.76	2.95
Yb	1.13	1.88	1.89	1.97	2.79	2.29

ENCLAVES

	MD77B	MD03B	MD03B1	MD24B	MD61C2	MD61D2	MD62B
Oxydes (%)							
SiO ₂	61.72	61.1	61.94	65.06	58.12	63.83	57.45
TiO ₂	1.23	0.92	1.04	0.56	0.84	0.81	0.79
Al ₂ O ₃	15.61	16	15.78	16.01	16.34	15.28	15.94
Fe ₂ O ₃ T	7.6	8.57	7.5	5.39	8.35	6.23	8.18
MnO	0.12	0.1	0.09	0.07	0.16	0.1	0.16
MgO	2.42	2.55	2.24	2.06	3.09	2.2	3.81
CaO	6.33	4.04	4.67	3.45	5.85	4.74	6.16
Na ₂ O	2.62	2.45	3.01	3.45	3.15	3.37	3.07
K ₂ O	1.51	3.26	2.77	2.35	2.33	2.38	2.32
F ₂ O ₅	0.16	0.14	0.23	0.13	0.17	0.16	0.13
LOI	0	0.66	0.56	0.68	0.52	0.55	0.67
Total	99.32	99.79	99.83	99.21	98.92	99.65	98.68
ACNK	0.89	1.07	0.96	1.1	0.89	0.91	0.85
Traces (ppm)							
Ba	440	248	226	250	166	345	253
Rb	48.8	157	130.1	123.5	93.9	101	90.7
Sr	221.9	148	147.6	109.2	168.3	171.6	144.6
Y	29.6	27.5	30.1	15.3	41.2	23.7	24.9
Zr	118.3	123	138.1	118	130.4	159.6	99
Nb	29.8	11.8	30.8	27.6	12.1	13.9	9.84
Th	2.9	5.05	8.44	6.75	4.49	7.31	9.12
Pb	7.3	8.6	7.9	14.8	10.7	13.5	13
Ga	18.3	23.1	20.1	17.8	18.9	18.5	17.4
Zn	85	117	113	96.9	109	82.9	100
Cu	8.57	<2	0.73	<2	3.41	18.1	2.75
Ni	5.42	22.8	7.79	10	14.5	14	15.8
V	122	124	132	94.2	134	90.1	148
Cr	0	4.23	-	9.09	12.5	17.2	41.6
Hf	7	5.3	4.9	5.8	6	5.4	3.5
Cs	0	13	<5	6	<5	<5	<5
Sc	29.3	23.9	24.4	15	24.6	18.7	31.1
Co	18.3	26.2	20.8	14.7	24.4	18.6	27.1
Li	63.5	66.8	89	92.2	113	123	118
Be	1.46	2.48	1.87	2.69	1.83	1.7	1.68
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
W	<3	3.2	4.7	<3	<3	<3	<3
Sn	<3	<3	<3	<3	5.6	4.6	3.3
ETR (ppm)							
La	14.63	21.6	23.28	17.3	13.61	19.63	21.54
Ce	34.16	46.2	51.32	37.1	36.6	40.51	52.88
Nd	28.14	22.5	29.73	21.9	30.88	25.58	27.88
Sm	7.98	4.76	6.47	4.67	7.95	5.87	5.51
Eu	1.33	1.16	1.56	0.72	1.35	1.22	1.21
Gd	7.09	-	5.91	-	8.26	5.5	4.78
Dy	6.81	4.72	5.68	2.85	8.42	5.06	4.66
Er	2.93	-	3.08	-	4.33	2.3	2.41
Yb	2.28	2.13	2.89	1.69	4.55	2.05	2.29

ENCLAVES

	MD63B	MD63C	MD68B	MD69B	MD78B	CP13B
<u>Oxydes (%)</u>						
SiO ₂	62.96	61.62	61.8	60.67	60.97	64.9
TiO ₂	0.75	0.78	0.95	0.91	0.97	0.64
Al ₂ O ₃	15.82	15.95	15.68	15.6	15.76	14.4
Fe ₂ O ₃ T	6.48	7.01	7.54	8.1	7.01	5.07
MnO	0.09	0.11	0.09	0.11	0.11	0.09
MgO	1.89	2.4	2.44	2.3	2.66	1.57
CaO	3.91	4.77	4.55	5.07	5.72	3.74
Na ₂ O	3.33	2.87	2.77	2.45	2.77	2.94
K ₂ O	2.66	2.77	2.95	2.89	2.24	3.19
P ₂ O ₅	0.23	0.15	0.19	0.15	0.18	0.17
LOI	0.59	0.7	0.76	0.88	0.62	0.44
Total	98.71	99.13	99.72	99.13	99.01	97.15
ACNK	1.02	0.97	0.98	0.95	0.91	0.95
<u>Traces (ppm)</u>						
Ba	485	478	641	429	484	690
Rb	123.5	118.3	143.2	128.9	81.2	113
Sr	161.6	152.8	156.9	159.1	190.8	170
Y	18.4	9.28	24.5	25.3	27.5	36.5
Zr	208.9	126.1	175.4	141.1	172.2	182
Nb	19.4	1.63	13.8	29.8	30.4	12.3
Th	16.6	0.74	4.96	4.82	7.31	7.1
Pb	11.2	8.7	9.9	10	8.3	17.2
Ga	19.9	17.2	16.9	20.7	17.7	19.2
Zn	98.4	97.7	108	113	85.4	64.6
Cu	0.35	1.82	5.53	<2	17.6	3.6
Ni	5.82	7.15	6.27	8.39	10.3	10.8
V	103	118	113	145	94.4	83.5
Cr	-	3.71	4.22	-	12.2	18.4
Hf	6.6	3.2	5.7	4.6	6.2	6.4
Cs	<5	<5	6.7	<5	<5	8.5
Sc	17.6	23.3	23	25.8	21.4	16.1
Co	16.4	18.5	20.3	21.5	18.8	13.8
Li	78.6	69.6	91.8	76.4	68.8	1.18
Be	2.06	1.98	1.53	1.61	1.32	2.19
U	<3	<3	<3	<3	<3	<3
W	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	<3	<3	5.5	<3	<3	<3
<u>ETR (ppm)</u>						
La	51.38	4.92	18.5	18.8	28.5	30
Ce	108.44	6.8	39	39.5	62.4	69.7
Nd	55.29	8.01	36.1	25	35	30.2
Sm	10.67	3.25	7.88	4.6	5.66	7.25
Eu	1.29	0.41	1.24	1.15	1.17	1.34
Gd	7.17	-	-	-	-	6.77
Dy	4.76	1.64	5.73	5.82	5.65	7.19
Er	1.68	-	-	-	-	3.68
Yb	1.48	1.78	2.91	3.41	3.41	2.43

MICROGRANITES INTRUSIFS

	MD01B	MD01C	MD03C	MD12C	MD31C
	75	75.13	73.17	75.47	76.43
	0.05	0.04	0.14	0.04	0.03
	13.7	12.58	13.4	12.98	12.63
	0.58	0.37	1.27	0.34	0.74
	0.01	0.01	0.05	0.01	0.06
	0.12	0.06	0.38	0.18	0.14
	1.91	1.4	2.35	1.66	0.76
	2.2	1.54	3.16	2.84	3.88
	5.26	6.59	4.78	5.88	5.75
	0.03	0.01	0.05	0.01	0.04
	0.22	0.24	0.28	0.23	0.33
	99.08	97.97	99.03	99.64	100.79
	1.07	1.03	0.92	0.92	0.9
	385	211	188	190	67.5
	97.2	114	87.8	106.3	170.2
	114	116	109.3	78	19.1
	69.7	51.5	35.9	65	67.5
	38.8	27.2	72.2	51.3	110.7
	1.5	15.6	7.21	2.15	8.8
	7.8	7.39	5.74	9.59	17.4
	39	40.7	29.1	41.5	40.8
	13.4	12.8	14.7	12.1	16.4
	7.6	10.1	24	6.97	18
	11.5	20.9	3.52	20	<2
	3.6	0.91	1.78	1.37	<2
	6.83	3.5	9.96	1.31	2.37
	0.88	1.42	2.04	3.06	-
	1.72	1.72	2.3	2.13	3.68
	<5	<5	<5	<5	<5
	2.22	1.69	4.59	1.28	-
	1.44	0.94	2.7	0.4	-
	0.58	8.09	40.1	32.8	-
	1.77	1	2.38	1.31	-
	11.1	12.2	6.6	13	8.7
	4.5	4.8	<3	5.1	6.6
	<3	<3	<3	3.9	<3
	6.72	4.81	5.6	5.26	6.72
	12.6	7.7	13.1	10.64	22.5
	5.72	4.79	12	7.93	15.5
	2.32	2.43	3.21	2.75	4.92
	0.72	0.68	0.68	0.52	0.16
	-	-	3.81	5.15	-
	10.3	6.17	5.16	9.34	9.29
	-	-	3.44	6.59	-
	5.94	5.12	5.4	7.4	10.3

AMPHIBOLES

N° Analyse	24	29	40	10.6	13.6	5.6	6.6	7.6	30.6	34.6	35.6	41.6
Echantillon	MD14A	MD14A	MD14A	MD14B	MD14B	MD14B	MD14B	MD14B	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A
Faciès	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	TGD	TGD
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	42.85	41.32	41.38	41.42	40.26	44.25	40.75	41.4	41.63	42.33	41.66	41.57
TiO2	0.4	0.47	0.46	0.58	0.32	0.81	0.34	0.56	0.51	0.58	0.55	0.6
Al2O3	14.88	16.47	16.47	17.06	17.93	11.97	17.62	16.63	14.51	13.42	14.18	14.08
FeO	17.37	17.73	17.51	18.46	18.37	17.51	17.64	17.29	18.23	19.17	18.89	18.94
MnO	0.25	0.23	0.22	0.3	0.36	0.17	0.24	0.31	0.41	0.45	0.4	0.43
MgO	7.98	7.02	6.83	6.88	5.99	9.34	6.55	7.05	6.89	7.51	6.72	7.07
CaO	11.34	11.31	11.31	11.21	10.85	11.04	11.39	11.53	11.72	11.93	11.95	11.93
Na2O	1.29	1.38	1.37	1.19	1.33	1.01	1.3	1.22	1.06	1.04	1.07	0.95
K2O	0.45	0.55	0.56	0.48	0.47	0.43	0.66	0.69	1.75	1.47	1.64	1.38
Total	96.81	96.48	96.11	97.58	95.88	96.53	96.49	96.68	96.71	97.9	97.06	96.95
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 23 oxygène</u>												
Si	6.38	6.206	6.245	6.126	6.071	6.562	6.126	6.212	6.369	6.385	6.377	6.332
AlIV	1.62	1.794	1.755	1.874	1.929	1.438	1.874	1.788	1.631	1.615	1.623	1.668
AlVI	0.989	1.119	1.173	1.098	1.255	0.652	1.245	1.151	0.984	0.769	0.933	0.858
CFe2	1.698	1.805	1.899	1.621	1.7	1.446	1.841	1.853	2.302	2.148	2.413	2.183
CFe3	0.465	0.422	0.311	0.663	0.617	0.726	0.377	0.316	0.031	0.27	0.006	0.23
CTi	0.045	0.053	0.052	0.065	0.036	0.09	0.038	0.063	0.059	0.066	0.063	0.069
CMg	1.771	1.572	1.537	1.517	1.346	2.065	1.468	1.577	1.572	1.689	1.533	1.605
CMn	0.032	0.029	0.028	0.038	0.046	0.021	0.031	0.039	0.053	0.057	0.052	0.055
BCa	1.809	1.82	1.829	1.776	1.753	1.754	1.835	1.854	1.921	1.928	1.96	1.947
BNa	0.191	0.18	0.171	0.224	0.247	0.246	0.165	0.146	0.079	0.072	0.04	0.053
ANa	0.182	0.222	0.23	0.118	0.142	0.044	0.213	0.209	0.236	0.232	0.277	0.228
AK	0.085	0.105	0.108	0.091	0.09	0.081	0.127	0.132	0.342	0.283	0.32	0.268
Total	15.267	15.327	15.338	15.211	15.232	15.125	15.34	15.34	15.579	15.514	15.597	15.496
mg	51.05	46.55	44.73	48.34	44.19	58.82	44.36	45.98	40.58	44.02	38.85	42.37

AMPHIBOLES

N° Analyse	44.6	45.6	83	84	85	86	87	88	25.2	26.2	27.2	28.2
Echantillon	MD62A	MD62A	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP13	CP13	CP13	CP13
Faciès	TGD	TGD	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	i	i	b	c	c	b	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	41.56	42.39	40.96	41.2	42.67	42	40.47	43.48	42.34	42.09	42.48	43.07
TiO2	0.41	0.46	0.51	0.46	0.48	0.35	0.46	0.4	1.01	0.81	0.99	1.02
Al2O3	14.01	14.19	13.43	12.91	11.69	12.41	13.96	10.38	12.37	11.66	12.57	11.78
FeO	19.6	18.6	19.18	19.33	19.08	19.11	19.34	18.46	20.46	20.02	20.28	20.4
MnO	0.4	0.92	0.45	0.45	0.43	0.49	0.43	0.45	0.67	0.65	0.57	0.56
MgO	6.72	7.04	6.93	7.18	7.86	7.48	6.69	8.46	7.09	6.94	6.71	7.22
CaO	11.79	11.86	11.52	11.56	11.71	11.62	11.62	11.69	11.65	11.45	11.49	11.67
Na2O	0.91	0.97	1.11	1.04	1.1	1.06	1.14	0.94	1.08	1.04	1.18	1.1
K2O	1.45	1.4	1.36	1.32	1.11	1.24	1.51	0.97	1.65	1.55	1.59	1.52
Total	96.85	97.83	95.45	95.45	96.13	95.76	95.62	95.23	98.32	96.21	97.86	98.34
<u>Cations (a.f.u.) Calculé sur la base de 23 oxygène</u>												
Si	6.348	6.387	6.346	6.376	6.539	6.467	6.281	6.694	6.407	6.509	6.461	6.51
AlIV	1.652	1.613	1.654	1.624	1.461	1.533	1.719	1.306	1.593	1.491	1.539	1.49
AlVI	0.868	0.905	0.796	0.729	0.648	0.718	0.832	0.576	0.611	0.632	0.712	0.607
CFe2	2.224	2.122	2.172	2.121	2.132	2.121	2.236	2.068	2.249	2.329	2.381	2.323
CFe3	0.28	0.221	0.313	0.381	0.314	0.34	0.274	0.309	0.34	0.26	0.199	0.256
CTi	0.047	0.052	0.059	0.054	0.055	0.041	0.054	0.046	0.115	0.094	0.113	0.116
CMg	1.53	1.581	1.601	1.657	1.796	1.717	1.548	1.942	1.599	1.6	1.521	1.627
CMn	0.052	0.117	0.059	0.059	0.056	0.064	0.057	0.059	0.086	0.085	0.073	0.072
BCa	1.929	1.915	1.912	1.917	1.923	1.917	1.932	1.928	1.889	1.897	1.872	1.89
BNa	0.071	0.085	0.088	0.083	0.077	0.083	0.068	0.072	0.111	0.103	0.128	0.11
ANa	0.199	0.198	0.246	0.229	0.249	0.234	0.275	0.209	0.206	0.209	0.22	0.212
AK	0.283	0.269	0.269	0.261	0.217	0.244	0.299	0.191	0.319	0.306	0.309	0.293
Total	15.483	15.465	15.515	15.491	15.467	15.479	15.575	15.4	15.525	15.515	15.528	15.506
mg	40.76	42.7	42.43	43.86	45.72	44.74	40.91	48.43	41.55	40.72	38.98	41.19

AMPHIBOLES

N° Analyse	31.2	37.2	40.2	42.2	44.2	17.6	21.6	22.6	25.6	27.6	28.6	105.3
Echantillon	CP13	CP13	CP13	CP13	CP13	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61D1.2
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	b	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	42.16	41.62	41.42	41.6	42.31	44.81	45.82	41.24	41.77	44.88	41.68	40.7
TiO2	1.09	0.85	1.07	0.96	1.12	0.61	0.79	0.63	0.64	0.78	0.67	0.63
Al2O3	12.37	12.68	12.81	13.19	11.93	9.66	8.44	14.28	13.22	9.75	13.67	14.17
FeO	20.54	20.28	20.43	20.17	20.34	19.26	18.72	20.01	20.41	19.12	20.69	20.21
MnO	0.6	0.53	0.6	0.56	0.54	0.4	0.47	1.17	0.44	0.45	0.36	0.41
MgO	7.01	6.55	6.51	6.75	7.33	8.14	8.98	5.99	6.85	8.25	6.25	6.12
CaO	11.47	11.38	11.52	11.59	11.72	11.81	11.56	11.78	11.82	11.58	11.75	11.67
Na2O	1.12	1.25	1.19	1.11	0.97	0.71	0.77	0.93	0.82	0.86	0.96	1.04
K2O	1.44	1.69	1.71	1.68	1.41	0.96	0.81	1.55	1.39	1.01	1.59	1.57
Total	97.8	96.83	97.26	97.61	97.67	96.36	96.36	97.58	97.36	96.68	97.62	96.52
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 23 oxygène</u>												
Si	6.397	6.413	6.364	6.343	6.426	6.835	6.943	6.294	6.353	6.814	6.359	6.281
AlIV	1.603	1.587	1.636	1.657	1.574	1.165	1.057	1.706	1.647	1.186	1.641	1.719
AlVI	0.607	0.714	0.682	0.711	0.56	0.57	0.449	0.86	0.721	0.558	0.815	0.857
CFe2	2.196	2.401	2.401	2.288	2.198	2.259	2.08	2.281	2.18	2.195	2.403	2.373
CFe3	0.411	0.212	0.224	0.284	0.386	0.197	0.292	0.273	0.416	0.233	0.237	0.236
CTi	0.124	0.099	0.124	0.11	0.128	0.07	0.09	0.072	0.073	0.089	0.077	0.073
CMg	1.586	1.505	1.491	1.534	1.66	1.851	2.028	1.363	1.553	1.867	1.422	1.408
CMn	0.077	0.069	0.078	0.072	0.069	0.052	0.06	0.151	0.057	0.058	0.047	0.054
BCa	1.865	1.879	1.896	1.893	1.907	1.93	1.877	1.926	1.926	1.884	1.921	1.93
BNa	0.135	0.121	0.104	0.107	0.093	0.07	0.123	0.074	0.074	0.116	0.079	0.07
ANa	0.194	0.252	0.251	0.222	0.193	0.14	0.103	0.201	0.168	0.137	0.205	0.241
AK	0.279	0.332	0.335	0.327	0.273	0.187	0.157	0.302	0.27	0.196	0.309	0.309
Total	15.474	15.584	15.586	15.548	15.467	15.326	15.259	15.503	15.438	15.333	15.515	15.551
mg	41.94	38.53	38.31	40.14	43.03	45.04	49.37	37.4	41.6	45.96	37.18	37.24

AMPHIBOLES

N° Analyse	91	93	71.1	81.1	91.1	1.3	2.3	3.3	4.3	5.3	6.3	7.3
Echantillon	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	b	c	c	c	c	c	i	i	i	i	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	41.27	41.77	39.67	39.98	39.41	43.67	42.85	42.5	44.44	47.54	43.24	44.73
TiO2	0.54	0.41	0.49	0.52	0.51	0.53	0.59	0.62	0.59	0.23	0.49	0.45
Al2O3	13.66	12.67	12.81	13.25	13.28	12.61	13.03	13.63	11.34	8.13	12.37	10.95
FeO	19.2	18.88	18.27	19.38	19.56	17.86	17.79	17.68	16.95	16.14	17.07	15.6
MnO	0.41	0.47	0.39	0.48	0.4	0.27	0.58	0.51	0.37	0	0.52	0.46
MgO	6.78	7.19	7.5	7.45	7.49	8.4	8.29	7.83	9.14	10.8	8.49	9.05
CaO	11.52	11.57	11.32	11.63	11.57	12.1	11.75	12	11.73	12.01	12.14	12.02
Na2O	1.17	1.03	0.97	0.97	0.95	1.01	0.93	0.99	0.72	0.61	0.95	0.03
K2O	1.52	1.3	1.34	1.51	1.47	1.34	1.28	1.5	0.99	0.71	1.18	0.97
Total	96.07	95.29	92.76	95.17	94.64	97.79	97.09	97.26	96.27	96.17	96.45	94.26
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 23 oxygène</u>												
Si	6.366	6.472	6.296	6.21	6.151	6.555	6.45	6.431	6.69	7.113	6.571	6.85
AlIV	1.634	1.528	1.704	1.79	1.849	1.445	1.55	1.569	1.31	0.887	1.429	1.15
AlVI	0.848	0.783	0.69	0.634	0.592	0.784	0.76	0.86	0.701	0.546	0.784	0.825
CFe2	2.273	2.205	1.947	1.945	1.865	2.143	1.89	2.141	1.843	1.893	2.098	1.919
CFe3	0.204	0.242	0.478	0.573	0.688	0.099	0.35	0.096	0.291	0.127	0.071	0.079
CTi	0.063	0.048	0.058	0.061	0.06	0.06	0.067	0.071	0.067	0.026	0.056	0.052
CMg	1.559	1.661	1.774	1.725	1.743	1.88	1.86	1.766	2.051	2.409	1.923	2.066
CMn	0.054	0.062	0.052	0.063	0.053	0.034	0.074	0.065	0.047	0	0.067	0.06
BCa	1.904	1.921	1.925	1.935	1.935	1.946	1.895	1.946	1.892	1.925	1.977	1.972
BNa	0.096	0.079	0.075	0.065	0.065	0.054	0.105	0.054	0.108	0.075	0.023	0.009
ANa	0.254	0.23	0.223	0.228	0.222	0.24	0.166	0.236	0.102	0.102	0.256	0
AK	0.299	0.257	0.271	0.299	0.293	0.257	0.246	0.29	0.19	0.136	0.229	0.19
Total	15.554	15.488	15.493	15.528	15.516	15.497	15.413	15.525	15.292	15.239	15.484	15.172
mg	40.68	42.96	47.68	47	48.31	46.73	49.6	45.2	52.67	56	47.82	51.84

AMPHIBOLES

N° Analyse	8.3	24.3	25.3	26.3	27.3	11.7	14.7	16.7	18.7	20.7	23.7
Echantillon	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61D2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	43.76	42.72	42.22	47.01	42.45	45.88	41.87	42.2	44.3	42.07	40.95
TiO2	0.56	0.43	0.61	0.32	0.64	0.5	0.7	0.64	0.62	0.74	0.59
Al2O3	12.3	12.87	13.79	8.08	13.06	9.42	14.07	13.42	11.03	14.21	14.22
FeO	17.8	17.65	17.77	16.42	17.8	17.9	18.84	19.27	18.17	18.64	19.46
MnO	0.45	0.54	0.51	0.55	0.34	0.42	0.44	0.44	0.49	0.52	0.41
MgO	8.47	8.13	7.99	10.51	8.26	9	6.69	6.92	8.22	6.79	6.37
CaO	11.58	12.49	11.74	12.19	11.85	11.68	11.55	11.93	11.91	11.31	11.72
Na2O	1.02	0.84	1.05	0.64	1.02	0.79	0.97	0.88	0.8	0.95	1
K2O	1.35	1.27	1.38	0.64	1.37	0.8	1.5	1.41	1.14	1.61	1.6
Total	97.29	96.94	97.06	96.36	96.79	96.39	96.63	97.11	96.68	96.84	96.32
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 23 oxygène</u>											
Si	6.572	6.493	6.373	7.054	6.432	6.928	6.399	6.432	6.726	6.396	6.318
AlIV	1.428	1.507	1.627	0.946	1.568	1.072	1.601	1.568	1.274	1.604	1.682
AlVI	0.747	0.796	0.824	0.482	0.762	0.603	0.931	0.841	0.698	0.94	0.902
CFe2	1.964	2.192	1.95	1.898	2.007	2.07	2.26	2.307	2.205	2.151	2.357
CFe3	0.272	0.052	0.294	0.163	0.248	0.191	0.148	0.149	0.102	0.219	0.154
CTi	0.063	0.049	0.069	0.036	0.073	0.057	0.08	0.073	0.071	0.085	0.068
CMg	1.896	1.842	1.798	2.351	1.866	2.026	1.524	1.572	1.861	1.539	1.465
CMn	0.057	0.07	0.065	0.07	0.044	0.054	0.057	0.057	0.063	0.067	0.054
BCa	1.863	2	1.899	1.96	1.924	1.89	1.891	1.948	1.937	1.842	1.937
BNa	0.137	0	0.101	0.04	0.076	0.11	0.109	0.052	0.063	0.158	0.063
ANa	0.16	0.248	0.206	0.146	0.223	0.121	0.179	0.208	0.173	0.122	0.237
AK	0.259	0.246	0.266	0.123	0.265	0.154	0.292	0.274	0.221	0.312	0.315
Total	15.418	15.495	15.472	15.269	15.488	15.276	15.471	15.481	15.394	15.435	15.552
mg	49.12	45.66	47.97	55.33	48.18	49.46	40.27	40.53	45.77	41.71	38.33

	AMPHIBOLES							AMPHIBOLES			
N° Analyse	28.7	29.7	30.7	31.7	33.7	35.7	37.7	65.1	66.1	68.1	72.1
Echantillon	MD61D2	MD61D2	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD05A	MD05A	MD05A	MD05A
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ST	ST	ST	ST
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	43.57	44.81	43.44	42.03	42.12	47.18	42.44	48.74	46.01	48.91	45.86
TiO2	0.5	0.92	0.48	0.61	0.53	0.3	0.53	0.38	0.54	0.43	0.6
Al2O3	12.02	8.84	11.6	13.96	13.07	8.33	13.12	8.49	11.42	7	10.44
FeO	19.51	18.89	17.37	17.78	18.2	17.07	18.37	14.09	14.5	13.72	14.51
MnO	0.49	0.49	0.49	0.5	0.43	0.51	0.45	0.48	0.48	0.47	0.48
MgO	7.15	8.54	8.46	7.71	7.84	10.31	7.97	13.7	12.18	14.08	12.06
CaO	11.79	11.84	12.27	11.65	12.18	12.52	12.19	11.72	11.7	12.28	11.96
Na2O	0.92	0.78	0.79	0.96	0.94	0.66	0.87	0.71	0.93	0.61	0.92
K2O	1.14	1.06	1.22	1.5	1.45	0.73	1.38	0.37	0.72	0.29	0.58
Total	97.09	96.17	96.12	96.7	96.76	97.61	97.32	98.68	98.48	97.79	97.41
<u>Cations (a./f.u.)</u>											
	<u>Calculé sur la base de 23 oxygène</u>							<u>Calculé sur la base de 23 oxyg</u>			
Si	6.625	6.865	6.643	6.374	6.428	7.026	6.422	6.914	6.605	7.038	6.689
AlIV	1.375	1.135	1.357	1.626	1.572	0.974	1.578	1.086	1.395	0.962	1.311
AlVI	0.778	0.46	0.731	0.868	0.777	0.487	0.76	0.333	0.536	0.225	0.483
CFe2	2.333	2.283	2.199	1.995	2.193	2.031	2.101	0.825	0.988	1.017	1.18
CFe3	0.148	0.138	0.023	0.26	0.13	0.095	0.224	0.847	0.753	0.634	0.59
CTi	0.057	0.106	0.055	0.07	0.061	0.034	0.06	0.041	0.058	0.047	0.066
CMg	1.621	1.95	1.929	1.743	1.784	2.289	1.798	2.897	2.607	3.021	2.622
CMn	0.063	0.064	0.063	0.064	0.056	0.064	0.058	0.058	0.058	0.057	0.059
BCa	1.921	1.943	2	1.893	1.992	1.998	1.976	1.781	1.8	1.893	1.869
BNa	0.079	0.057	0	0.107	0.008	0.002	0.024	0.195	0.2	0.107	0.131
ANa	0.192	0.175	0.234	0.175	0.27	0.188	0.231	0	0.058	0.064	0.129
AK	0.221	0.207	0.238	0.29	0.282	0.139	0.266	0.067	0.132	0.053	0.108
Total	15.413	15.383	15.472	15.465	15.553	15.327	15.498	15.044	15.19	15.118	15.237
mg	41	46.07	46.73	46.63	44.86	52.99	46.11	77.83	72.52	74.81	68.96

BIOTITES

N° Analyse	3.6	9.6	11.6	14.6	15.6	31.6	32.6	36.6	40.6	42.6	43.6	46.6
Echantillon	MD14B	MD14B	MD14B	MD14B	MD14B	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A
Faciès	TON	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	36.17	35.79	36.52	34.94	35.68	36.81	35.91	36.63	36.25	36.34	36.18	36.52
TiO2	2.10	2.31	2.07	2.06	2.42	1.71	1.42	1.66	1.96	1.61	1.83	1.87
Al2O3	17.20	17.34	16.71	17.30	17.03	17.22	17.71	17.22	17.26	17.10	17.04	17.30
FeO	19.64	19.74	20.69	20.30	19.83	21.15	20.58	20.27	20.76	20.69	21.43	20.90
MnO	0.08	0.15	0.00	0.00	0.16	0.31	0.00	0.20	0.28	0.36	0.25	0.29
MgO	10.16	10.11	9.83	10.45	10.19	9.07	9.42	9.54	8.82	9.03	9.21	9.01
CaO	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.04	0.05	0.13	0.00	0.05	0.00	0.00
Na2O	0.14	0.07	0.63	0.12	0.14	0.08	0.06	0.13	0.00	0.06	0.04	0.06
K2O	9.14	9.32	8.68	8.96	9.21	10.11	9.85	9.37	9.96	10.04	9.96	10.05
Total	94.63	94.83	95.29	94.13	94.66	96.50	95.00	95.15	95.29	95.28	95.94	96.00
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.545	5.489	5.58	5.415	5.488	5.597	5.528	5.604	5.574	5.594	5.547	5.577
AlIV	2.455	2.511	2.42	2.585	2.512	2.403	2.472	2.396	2.426	2.406	2.453	2.423
AlVI	0.65	0.621	0.587	0.572	0.573	0.681	0.738	0.707	0.7	0.694	0.624	0.688
Ti	0.242	0.267	0.238	0.24	0.28	0.196	0.164	0.191	0.227	0.186	0.211	0.215
Fe2+	2.518	2.532	2.644	2.631	2.551	2.69	2.649	2.594	2.67	2.663	2.748	2.669
Mn	0.01	0.019	0	0	0.021	0.04	0	0.026	0.036	0.047	0.032	0.038
Mg	2.322	2.312	2.239	2.414	2.336	2.056	2.162	2.176	2.022	2.072	2.105	2.051
Ca	0	0	0.026	0	0	0.007	0.008	0.021	0	0.008	0	0
Na	0.042	0.021	0.187	0.036	0.042	0.024	0.018	0.039	0	0.018	0.012	0.018
K	1.787	1.824	1.692	1.771	1.807	1.961	1.934	1.829	1.954	1.972	1.948	1.958
Total	15.571	15.596	15.613	15.664	15.61	15.655	15.673	15.583	15.609	15.66	15.68	15.637
mg	47.98	47.73	45.85	47.85	47.8	43.32	44.94	45.62	43.09	43.76	43.38	43.45

BIOTITES

N° Analyse	57	58	59	62	64	65	66	74	75	76	77	2.1
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	CP17C
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.06	35.11	35.26	35.08	34.95	35.08	34.91	34.47	34.54	34.53	34.54	35.79
TiO2	2.08	2.19	2.23	1.75	1.33	1.52	2.11	2.17	2.09	1.72	1.75	1.74
Al2O3	17.21	17.03	17.32	17.41	17.67	17.58	17.40	17.26	17.40	17.52	17.41	15.98
FeO	23.13	23.27	22.93	23.07	22.57	22.67	23.09	23.04	22.63	22.52	22.82	21.13
MnO	0.32	0.32	0.20	0.33	0.33	0.32	0.35	0.32	0.31	0.34	0.32	0.36
MgO	6.88	7.02	6.95	7.14	7.20	7.11	7.12	7.13	6.99	7.15	7.09	9.73
CaO	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.03	0.08	0.00	0.02	0.04	0.03	0.05
Na2O	0.08	0.07	0.10	0.13	0.12	0.06	0.11	0.05	0.10	0.11	0.10	0.12
K2O	9.64	9.69	9.65	9.60	9.73	9.62	9.52	9.73	9.73	9.56	9.71	9.52
Total	94.42	94.71	94.64	94.55	93.91	93.99	94.69	94.17	93.81	93.49	93.77	94.42
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.517	5.514	5.523	5.509	5.517	5.529	5.476	5.45	5.47	5.479	5.477	5.577
AlIV	2.483	2.486	2.477	2.491	2.483	2.471	2.524	2.55	2.53	2.521	2.523	2.423
AlVI	0.706	0.664	0.718	0.729	0.802	0.792	0.69	0.664	0.715	0.753	0.728	0.51
Ti	0.246	0.259	0.263	0.207	0.158	0.18	0.249	0.258	0.249	0.205	0.209	0.204
Fe2+	3.044	3.056	3.004	3.03	2.98	2.988	3.029	3.046	2.997	2.988	3.026	2.754
Mn	0.043	0.043	0.027	0.044	0.044	0.043	0.047	0.043	0.042	0.046	0.043	0.048
Mg	1.614	1.644	1.623	1.672	1.694	1.671	1.665	1.681	1.65	1.691	1.676	2.26
Ca	0.003	0.002	0	0.007	0.002	0.005	0.013	0	0.003	0.007	0.005	0.008
Na	0.024	0.021	0.03	0.04	0.037	0.018	0.033	0.015	0.031	0.034	0.031	0.036
K	1.935	1.941	1.928	1.923	1.959	1.934	1.905	1.963	1.966	1.935	1.964	1.893
Total	15.615	15.63	15.593	15.652	15.676	15.631	15.631	15.67	15.653	15.659	15.682	15.713
mg	34.65	34.98	35.08	35.56	36.24	35.87	35.47	35.56	35.51	36.14	35.64	45.07

BIOTITES

N° Analyse	12.1	14.1	15.1	16.1	17.1	1.2	3.2	4.2	5.2	16.2	18.2	21.2
Echantillon	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	34.45	36.73	36.11	35.47	34.63	35.30	35.26	35.04	35.07	35.15	35.35	35.49
TiO2	1.72	1.75	1.91	1.95	1.75	2.94	2.97	2.91	2.01	3.03	3.09	2.99
Al2O3	16.02	16.62	16.62	16.51	16.85	18.24	18.23	18.17	18.43	18.10	18.48	18.22
FeO	21.22	20.54	21.65	21.87	21.79	21.83	21.93	21.92	21.95	22.35	22.19	22.51
MnO	0.36	0.30	0.28	0.31	0.35	0.31	0.45	0.45	0.46	0.37	0.42	0.49
MgO	9.74	8.97	9.63	9.55	9.82	6.80	7.07	7.33	7.55	6.66	6.62	7.44
CaO	0.06	0.45	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Na2O	0.04	0.08	0.09	0.10	0.05	0.07	0.07	0.14	0.05	0.04	0.08	0.10
K2O	9.72	9.37	9.71	9.66	9.57	9.91	10.00	9.62	9.71	9.81	9.72	9.96
Total	93.33	94.81	96.03	95.44	94.82	95.44	95.98	95.57	95.23	95.51	96.00	97.22
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.465	5.658	5.536	5.49	5.403	5.454	5.427	5.41	5.434	5.442	5.434	5.403
AlIV	2.535	2.342	2.464	2.51	2.597	2.546	2.573	2.59	2.566	2.558	2.566	2.597
AlVI	0.458	0.673	0.537	0.499	0.499	0.774	0.731	0.714	0.797	0.742	0.779	0.67
Ti	0.205	0.203	0.22	0.227	0.205	0.342	0.344	0.338	0.235	0.353	0.358	0.342
Fe2+	2.815	2.646	2.776	2.831	2.843	2.821	2.823	2.83	2.844	2.894	2.852	2.866
Mn	0.048	0.039	0.036	0.041	0.046	0.041	0.059	0.058	0.06	0.048	0.055	0.063
Mg	2.303	2.06	2.201	2.204	2.284	1.567	1.621	1.687	1.743	1.537	1.517	1.689
Ca	0.01	0.074	0.005	0.003	0.002	0.006	0.002	0	0	0	0.006	0.004
Na	0.012	0.024	0.027	0.03	0.015	0.022	0.019	0.04	0.014	0.012	0.025	0.031
K	1.967	1.841	1.899	1.907	1.905	1.953	1.964	1.896	1.92	1.938	1.905	1.934
Total	15.818	15.56	15.701	15.742	15.799	15.526	15.563	15.563	15.613	15.524	15.497	15.599
mg	45	43.77	44.22	43.77	44.55	35.71	36.48	37.35	38	34.69	34.72	37.08

BIOTITES

N° Analyse	30.5	42.5	43.5	16.6	18.6	19.6	20.6	23.6	24.6	26.6	29.6	54.6
Echantillon	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD12A
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.63	36.80	35.81	35.08	36.30	35.64	35.07	36.35	36.18	36.04	35.44	35.62
TiO2	1.87	2.42	2.36	1.85	1.61	2.02	1.67	1.90	1.63	2.03	1.62	2.86
Al2O3	17.84	16.78	17.54	16.48	16.88	16.98	17.17	16.78	17.21	17.07	16.97	17.82
FeO	22.38	22.01	22.77	21.71	21.36	22.17	21.19	21.79	21.81	22.05	21.62	21.62
MnO	0.20	0.25	0.29	0.34	0.28	0.29	0.27	0.21	0.40	0.32	0.32	0.42
MgO	7.57	7.33	7.68	8.01	8.24	8.17	8.01	8.42	8.06	8.20	8.50	5.75
CaO	0.08	0.14	0.00	0.08	0.14	0.00	0.03	0.17	0.12	0.00	0.00	0.02
Na2O	0.08	0.00	0.10	0.15	0.03	0.04	0.06	0.13	0.11	0.02	0.01	0.07
K2O	9.41	9.08	9.91	9.44	9.45	9.94	9.61	9.17	9.40	9.93	9.95	10.13
Total	95.06	94.81	96.46	93.14	94.29	95.25	93.08	94.92	94.92	95.66	94.43	94.31
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.522	5.685	5.496	5.563	5.645	5.534	5.546	5.618	5.603	5.56	5.541	5.573
AlIV	2.478	2.315	2.504	2.437	2.355	2.466	2.454	2.382	2.397	2.44	2.459	2.427
AlVI	0.778	0.738	0.666	0.641	0.737	0.639	0.743	0.672	0.742	0.661	0.666	0.856
Ti	0.218	0.281	0.272	0.221	0.188	0.236	0.199	0.221	0.19	0.236	0.191	0.337
Fe2+	2.901	2.844	2.923	2.879	2.778	2.879	2.802	2.817	2.824	2.845	2.827	2.829
Mn	0.026	0.033	0.038	0.046	0.037	0.038	0.036	0.027	0.052	0.042	0.042	0.056
Mg	1.749	1.688	1.757	1.894	1.91	1.891	1.888	1.94	1.861	1.886	1.981	1.341
Ca	0.013	0.023	0	0.014	0.023	0	0.005	0.028	0.02	0	0	0.003
Na	0.024	0	0.03	0.046	0.009	0.012	0.018	0.039	0.033	0.006	0.003	0.021
K	1.86	1.79	1.94	1.91	1.875	1.969	1.939	1.808	1.857	1.954	1.985	2.022
Total	15.569	15.397	15.626	15.651	15.557	15.664	15.63	15.552	15.579	15.63	15.695	15.465
mg	37.61	37.25	37.54	39.68	40.74	39.64	40.26	40.78	39.72	39.86	41.2	32.16

BIOTITES

N° Analyse	55.6	56.6	57.6	59.6	60.6	43	116	117	118	10.7	3.7	4.7
Echantillon	MD12A	MD12A	MD12A	MD12A	MD12A	MD27	MD28	MD28	MD28	MD01.1	MD01.1	MD01.1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT
Position	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.54	35.11	35.48	35.25	35.21	35.01	35.03	34.66	35.11	36.05	35.95	35.80
TiO2	2.52	2.86	2.79	2.88	2.83	2.24	2.44	2.48	2.08	2.49	2.56	2.77
Al2O3	18.10	17.94	18.00	17.97	17.71	15.71	15.43	15.69	15.75	18.02	17.77	17.59
FeO	21.21	21.52	21.64	21.50	21.51	24.44	23.90	23.80	23.95	22.32	23.41	22.98
MnO	0.26	0.34	0.39	0.39	0.40	0.46	0.43	0.40	0.38	0.43	0.36	0.41
MgO	6.67	6.39	6.14	5.00	4.89	6.57	6.44	6.49	6.72	6.93	6.46	6.48
CaO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na2O	0.06	0.08	0.06	0.03	0.02	0.05	0.06	0.06	0.08	0.01	0.02	0.00
K2O	9.86	10.03	9.97	9.72	10.16	9.34	9.36	9.37	9.38	9.91	10.11	9.94
Total	94.22	94.32	94.47	92.74	92.80	93.84	93.09	92.95	93.45	96.16	96.66	95.97
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.54	5.494	5.536	5.595	5.606	5.589	5.625	5.576	5.612	5.531	5.524	5.529
AlIV	2.46	2.506	2.464	2.405	2.394	2.411	2.375	2.424	2.388	2.469	2.476	2.471
AlVI	0.863	0.8	0.844	0.954	0.926	0.542	0.543	0.549	0.577	0.787	0.74	0.729
Ti	0.295	0.337	0.327	0.344	0.339	0.269	0.295	0.3	0.25	0.287	0.296	0.322
Fe2+	2.765	2.816	2.824	2.854	2.864	3.263	3.21	3.202	3.202	2.864	3.008	2.968
Mn	0.034	0.045	0.052	0.052	0.054	0.062	0.058	0.055	0.051	0.056	0.047	0.054
Mg	1.55	1.491	1.428	1.183	1.161	1.563	1.542	1.557	1.601	1.585	1.48	1.492
Ca	0	0.008	0	0	0.012	0.003	0	0	0	0	0.003	0
Na	0.018	0.024	0.018	0.009	0.006	0.015	0.019	0.019	0.025	0.003	0.006	0
K	1.961	2.002	1.985	1.968	2.064	1.902	1.918	1.923	1.913	1.94	1.982	1.959
Total	15.486	15.523	15.478	15.364	15.426	15.619	15.585	15.605	15.619	15.522	15.562	15.524
mg	35.92	34.62	33.58	29.3	28.84	32.39	32.45	32.72	33.33	35.63	32.98	33.45

BIOTITES

N° Analyse	22.2	30.2	32.2	33.2	38.2	39.2	43.2	5.5	8.5	13.5	19.5	23.5
Echantillon	CP01	CP13	CP13	CP13	CP13	CP13	CP13	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61D1	MD61D1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	b	b	b	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.30	36.30	36.14	35.88	36.01	35.94	36.06	35.86	35.75	35.80	35.62	35.29
TiO2	2.85	2.95	2.88	2.50	2.89	3.01	2.65	1.88	1.86	1.70	1.77	2.08
Al2O3	17.95	16.05	16.23	16.31	15.92	16.14	16.20	17.01	17.15	17.05	16.87	16.60
FeO	22.44	22.81	22.75	22.64	22.87	22.12	22.88	22.38	23.12	21.96	21.80	21.61
MnO	0.37	0.42	0.36	0.20	0.35	0.39	0.37	0.34	0.24	0.33	0.33	0.39
MgO	7.50	8.70	8.29	8.50	8.34	8.16	8.45	8.23	8.48	8.29	8.47	8.00
CaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.00
Na2O	0.19	0.06	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.08	0.10	0.05	0.14	0.07
K2O	9.86	9.96	10.01	9.76	9.78	9.64	10.19	9.54	9.52	9.71	9.45	9.56
Total	96.45	97.29	96.66	95.78	96.24	95.43	96.79	95.32	96.29	94.89	94.55	93.60
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.417	5.534	5.545	5.545	5.552	5.563	5.536	5.553	5.498	5.564	5.552	5.563
AlIV	2.583	2.466	2.455	2.455	2.448	2.437	2.464	2.447	2.502	2.436	2.448	2.437
AlVI	0.661	0.417	0.477	0.514	0.442	0.506	0.466	0.655	0.604	0.685	0.649	0.645
Ti	0.328	0.339	0.332	0.29	0.335	0.35	0.306	0.219	0.215	0.199	0.208	0.247
Fe2+	2.88	2.909	2.919	2.926	2.949	2.863	2.937	2.898	2.974	2.854	2.842	2.849
Mn	0.048	0.054	0.046	0.026	0.046	0.051	0.048	0.045	0.031	0.043	0.044	0.052
Mg	1.715	1.978	1.897	1.958	1.917	1.883	1.934	1.9	1.944	1.921	1.968	1.88
Ca	0	0.007	0	0	0.002	0	0	0	0.012	0	0.017	0
Na	0.057	0.019	0.001	0	0.019	0.011	0	0.024	0.03	0.015	0.042	0.021
K	1.931	1.937	1.96	1.924	1.923	1.904	1.996	1.885	1.868	1.925	1.879	1.923
Total	15.62	15.66	15.632	15.638	15.633	15.568	15.687	15.626	15.678	15.642	15.649	15.617
mg	37.32	40.47	39.39	40.09	39.4	39.68	39.7	39.6	39.53	40.23	40.91	39.75

BIOTITES

N° Analyse	5.7	6.7	61.6	7.7	8.7	9.7	47.6	48.6	49.6	50.6	51.6	52.6
Echantillon	MD01.1	MD01.1	MD01.1	MD01.1	MD01.1	MD01.1	MD80	MD80	MD80	MD80	MD80	MD80
Faciès	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	36.10	36.14	35.14	35.83	36.44	35.49	33.61	35.33	34.99	35.81	35.33	35.19
TiO2	2.73	2.58	2.75	2.71	2.65	2.71	2.50	2.60	2.65	2.71	2.79	2.57
Al2O3	17.29	17.79	17.24	17.87	17.82	17.47	16.48	17.05	17.10	17.56	17.13	16.91
FeO	22.65	22.48	22.40	22.39	22.56	22.36	24.87	25.79	25.09	25.13	25.52	25.31
MnO	0.29	0.30	0.39	0.30	0.43	0.24	0.29	0.21	0.23	0.18	0.37	0.29
MgO	6.62	6.63	5.60	6.44	6.81	6.53	5.16	5.58	5.44	5.28	5.47	5.83
CaO	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00
Na2O	0.07	0.05	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.10	0.04	0.02	0.06
K2O	10.07	10.04	9.74	10.30	9.58	10.00	9.91	9.99	9.81	10.31	9.81	10.02
Total	95.82	96.05	93.27	95.87	96.31	94.81	92.87	96.57	95.44	97.07	96.44	96.18
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.576	5.558	5.58	5.531	5.571	5.538	5.468	5.506	5.503	5.53	5.503	5.502
AlIV	2.424	2.442	2.42	2.469	2.429	2.462	2.532	2.494	2.497	2.47	2.497	2.498
AlVI	0.721	0.78	0.804	0.78	0.78	0.749	0.625	0.635	0.67	0.724	0.645	0.616
Ti	0.317	0.298	0.328	0.315	0.305	0.318	0.306	0.305	0.314	0.315	0.327	0.302
Fe2+	2.926	2.891	2.975	2.891	2.885	2.918	3.384	3.361	3.3	3.246	3.324	3.31
Mn	0.038	0.039	0.052	0.039	0.056	0.032	0.04	0.028	0.031	0.024	0.049	0.038
Mg	1.524	1.52	1.326	1.482	1.552	1.519	1.251	1.296	1.276	1.216	1.27	1.359
Ca	0	0.007	0.002	0.002	0	0	0.009	0.003	0.005	0.008	0	0
Na	0.021	0.015	0	0.006	0.006	0.003	0	0	0.03	0.012	0.006	0.018
K	1.984	1.97	1.973	2.028	1.869	1.991	2.057	1.986	1.968	2.031	1.949	1.999
Total	15.531	15.52	15.46	15.543	15.453	15.53	15.672	15.614	15.594	15.576	15.57	15.642
mg	34.25	34.46	30.83	33.89	34.98	34.23	26.99	27.83	27.88	27.25	27.64	29.11

BIOTITES

N° Analyse	89	90	4.1	5.1	10.1	11.1	140.1	141.1	142.1	144.1	145.1	146.1
Echantillon	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.69	35.52	35.36	35.24	34.89	34.82	34.88	35.24	34.82	34.92	34.98	35.51
TiO2	1.44	1.53	1.73	1.52	1.58	1.67	2.02	2.24	2.04	2.51	2.47	2.58
Al2O3	16.83	16.76	16.30	16.88	16.52	16.42	17.73	17.10	17.44	17.47	17.46	17.38
FeO	20.63	20.49	20.64	20.39	21.11	21.22	22.17	21.84	22.11	22.89	23.00	23.12
MnO	0.27	0.32	0.31	0.62	0.36	0.30	0.25	0.26	0.27	0.30	0.30	0.25
MgO	9.13	9.14	9.78	9.92	9.70	9.86	8.18	8.07	8.20	8.23	8.19	8.03
CaO	0.04	0.02	0.01	0.11	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
Na2O	0.07	0.08	0.10	0.04	0.06	0.09	0.06	0.00	0.01	0.08	0.11	0.09
K2O	9.64	9.58	9.52	9.54	9.63	9.72	9.49	9.43	9.54	9.57	9.70	9.69
Total	93.74	93.44	93.75	94.26	93.85	94.14	94.80	94.21	94.43	95.97	96.24	96.65
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.582	5.573	5.54	5.49	5.483	5.463	5.433	5.512	5.449	5.397	5.398	5.447
AlIV	2.418	2.427	2.46	2.51	2.517	2.537	2.567	2.488	2.551	2.603	2.602	2.553
AlVI	0.682	0.67	0.547	0.587	0.54	0.497	0.686	0.662	0.663	0.577	0.571	0.587
Ti	0.169	0.181	0.204	0.178	0.187	0.197	0.237	0.264	0.24	0.292	0.287	0.298
Fe2+	2.698	2.689	2.704	2.656	2.774	2.784	2.888	2.857	2.894	2.958	2.968	2.966
Mn	0.036	0.043	0.041	0.082	0.048	0.04	0.033	0.034	0.036	0.039	0.039	0.032
Mg	2.129	2.138	2.284	2.304	2.273	2.306	1.9	1.882	1.913	1.896	1.884	1.836
Ca	0.007	0.003	0.002	0.018	0	0.007	0.003	0.005	0	0	0.005	0
Na	0.021	0.024	0.03	0.012	0.018	0.027	0.018	0	0.003	0.024	0.033	0.027
K	1.924	1.918	1.903	1.896	1.931	1.946	1.886	1.882	1.905	1.887	1.909	1.896
Total	15.666	15.666	15.715	15.733	15.771	15.804	15.651	15.586	15.654	15.673	15.696	15.642
mg	44.11	44.29	45.79	46.45	45.04	45.3	39.68	39.71	39.8	39.06	38.83	38.23

BIOTITES

N° Analyse	147.1	148.1	20.3	21.3	22.3	23.3	28.3	29.3	55.3	56.3	76.3	77.3
Echantillon	MD03B	MD03B	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	i	i	b	c	c	c	c	c	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	34.85	36.05	36.54	35.94	36.35	36.32	36.75	36.17	36.10	36.06	36.23	36.38
TiO2	2.40	2.35	1.50	1.58	1.49	1.66	1.67	1.61	1.97	1.83	1.99	2.22
Al2O3	16.91	17.86	17.19	17.05	17.21	17.25	17.34	16.57	16.84	16.61	16.85	16.64
FeO	23.02	22.73	19.24	19.77	19.66	19.45	19.35	19.94	21.76	21.46	21.76	21.80
MnO	0.26	0.27	0.33	0.30	0.29	0.34	0.35	0.39	0.31	0.78	0.40	0.28
MgO	8.21	8.27	9.92	10.06	10.14	9.80	10.34	10.56	8.73	8.45	8.69	8.82
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.05	0.05	0.12
Na2O	0.05	0.04	0.03	0.06	0.00	0.10	0.03	0.07	0.08	0.19	0.08	0.04
K2O	9.53	9.81	9.48	9.85	9.58	9.39	9.76	9.83	9.82	9.76	9.45	9.84
Total	95.23	97.38	94.25	94.61	94.72	94.33	95.61	95.17	95.61	95.19	95.50	96.14
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.436	5.467	5.622	5.547	5.581	5.591	5.582	5.558	5.563	5.59	5.578	5.574
AlIV	2.564	2.533	2.378	2.453	2.419	2.409	2.418	2.442	2.437	2.41	2.422	2.426
AlVI	0.542	0.656	0.737	0.646	0.693	0.718	0.684	0.556	0.619	0.622	0.633	0.577
Ti	0.282	0.268	0.174	0.183	0.172	0.192	0.191	0.186	0.228	0.213	0.23	0.256
Fe2+	3.003	2.883	2.476	2.552	2.524	2.504	2.458	2.562	2.804	2.782	2.802	2.793
Mn	0.034	0.035	0.043	0.039	0.038	0.044	0.045	0.051	0.04	0.102	0.052	0.036
Mg	1.909	1.87	2.275	2.315	2.321	2.249	2.341	2.419	2.006	1.953	1.994	2.015
Ca	0	0	0.003	0	0	0.003	0.003	0.005	0	0.008	0.008	0.02
Na	0.015	0.012	0.009	0.018	0	0.03	0.009	0.021	0.024	0.057	0.024	0.012
K	1.896	1.898	1.861	1.94	1.876	1.844	1.891	1.927	1.931	1.93	1.856	1.923
Total	15.681	15.622	15.578	15.693	15.624	15.584	15.622	15.727	15.652	15.667	15.599	15.632
mg	38.86	39.34	47.88	47.57	47.91	47.32	48.78	48.56	41.7	41.25	41.58	41.91

BIOTITES

N° Analyse	78.3	79.3	80.3	96.3	98.3	101.3	102.3	104.3	21.4	23.4	25.4
Echantillon	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61C2	MD61C2	MD61C2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	i	i	b	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	36.28	35.96	36.50	36.55	36.06	36.29	35.62	36.05	36.63	36.76	36.90
TiO2	2.03	1.97	2.16	2.04	2.22	1.71	1.86	2.00	1.75	1.70	1.91
Al2O3	16.91	16.61	16.91	17.11	16.73	16.42	17.23	17.01	17.17	17.35	17.20
FeO	21.65	21.40	21.71	22.61	22.46	21.46	22.42	21.77	21.16	20.60	20.69
MnO	0.29	0.33	0.33	0.40	0.26	0.34	0.38	0.30	0.34	0.33	0.32
MgO	8.83	8.78	8.50	8.52	8.23	8.28	8.34	8.39	9.14	9.06	9.35
CaO	0.10	0.04	0.09	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02
Na2O	0.08	0.04	0.03	0.07	0.06	0.01	0.04	0.42	0.06	0.00	0.06
K2O	9.62	9.28	9.56	9.35	9.69	8.99	9.71	9.85	9.49	9.37	9.74
Total	95.79	94.41	95.79	96.68	95.71	93.54	95.60	95.79	95.75	95.22	96.19
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>											
Si	5.568	5.59	5.597	5.567	5.565	5.68	5.509	5.552	5.597	5.624	5.603
AlIV	2.432	2.41	2.403	2.433	2.435	2.32	2.491	2.448	2.403	2.376	2.397
AlVI	0.624	0.631	0.65	0.636	0.606	0.707	0.647	0.637	0.687	0.75	0.679
Ti	0.234	0.23	0.249	0.234	0.258	0.201	0.216	0.232	0.201	0.196	0.218
Fe2+	2.779	2.782	2.784	2.88	2.899	2.809	2.9	2.804	2.704	2.636	2.627
Mn	0.038	0.043	0.043	0.052	0.034	0.045	0.05	0.039	0.044	0.043	0.041
Mg	2.02	2.035	1.943	1.935	1.893	1.932	1.923	1.926	2.082	2.066	2.116
Ca	0.016	0.007	0.015	0.005	0	0.007	0	0	0.002	0.008	0.003
Na	0.024	0.012	0.009	0.021	0.018	0.003	0.012	0.125	0.018	0	0.018
K	1.883	1.84	1.87	1.817	1.908	1.795	1.916	1.935	1.85	1.829	1.887
Total	15.618	15.58	15.563	15.58	15.616	15.499	15.664	15.698	15.588	15.528	15.589
mg	42.09	42.25	41.1	40.19	39.5	40.75	39.87	40.72	43.5	43.94	44.61

BIOTITES

N° Analyse	27.4	41.04	44.4	50.4	12.7	13.7	15.7	17.7	19.7	21.7	22.7	24.7	26.7
Echantillon	MD61C2	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61D2	MD61D2	MD61D2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	36.88	36.59	35.90	36.82	36.55	36.39	36.95	36.11	36.71	35.94	35.06	35.27	35.13
TiO2	2.00	1.81	1.80	1.74	1.58	1.98	1.81	2.07	1.72	1.76	1.89	1.85	1.81
Al2O3	17.34	17.36	16.91	17.26	16.90	17.08	16.96	16.71	16.96	16.94	16.34	16.87	16.86
FeO	21.28	21.51	22.11	21.84	20.65	21.52	20.71	21.00	20.89	20.41	21.94	21.23	21.69
MnO	0.37	0.32	0.27	0.95	0.35	0.42	0.44	0.41	0.33	0.33	0.24	0.29	0.36
MgO	9.37	8.63	8.60	8.49	9.14	9.00	9.15	9.00	9.25	9.09	8.53	8.56	8.73
CaO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.19	0.02	0.00
Na2O	0.06	0.03	0.00	0.07	0.07	0.06	0.09	0.05	0.07	0.05	0.03	0.05	0.01
K2O	9.56	9.48	9.97	9.72	9.53	9.88	9.51	9.69	9.94	9.96	9.03	9.88	10.12
Total	96.86	95.73	95.57	96.92	94.77	96.33	95.62	95.04	95.92	94.48	93.25	94.02	94.71
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>													
Si	5.57	5.598	5.549	5.594	5.635	5.556	5.641	5.577	5.609	5.577	5.544	5.531	5.492
AlIV	2.43	2.402	2.451	2.406	2.365	2.444	2.359	2.423	2.391	2.423	2.456	2.469	2.508
AlVI	0.654	0.726	0.627	0.682	0.703	0.627	0.69	0.616	0.66	0.673	0.587	0.647	0.596
Ti	0.227	0.208	0.209	0.199	0.183	0.227	0.208	0.24	0.198	0.205	0.225	0.218	0.213
Fe2+	2.688	2.752	2.858	2.775	2.662	2.748	2.644	2.713	2.669	2.649	2.902	2.784	2.836
Mn	0.047	0.041	0.035	0.122	0.046	0.054	0.057	0.054	0.043	0.043	0.032	0.039	0.048
Mg	2.11	1.968	1.982	1.923	2.101	2.049	2.083	2.072	2.107	2.103	2.011	2.001	2.035
Ca	0	0	0.002	0.005	0	0	0	0	0.008	0	0.032	0.003	0
Na	0.018	0.009	0	0.021	0.021	0.018	0.027	0.015	0.021	0.015	0.009	0.015	0.003
K	1.842	1.85	1.966	1.884	1.874	1.924	1.852	1.909	1.937	1.972	1.822	1.977	2.018
Total	15.586	15.554	15.679	15.611	15.59	15.647	15.561	15.619	15.643	15.66	15.62	15.684	15.749
mg	43.98	41.69	40.95	40.93	44.11	42.71	44.07	43.3	44.12	44.26	40.93	41.82	41.78

BIOTITES

N° Analyse	27.7	32.7	34.7	36.7	38.7	39.7	23.1	24.1	29.1	36.1	37.1	39.1	40.1
Echantillon	MD61D2	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD62B1	MD3C	MD3C	MD3C	MD3C	MD3C	MD3C	MD3C
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	MCG	MCG	MCG	MCG	MCG	MCG	MCG
Position	c	c	c	c	b	b	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	35.32	36.66	36.72	36.30	36.68	35.86	35.35	35.75	35.70	35.02	36.07	35.61	35.57
TiO2	1.78	1.52	1.71	1.60	1.59	1.71	2.88	2.52	2.60	2.90	2.52	2.59	2.77
Al2O3	17.01	16.92	17.31	17.27	17.14	17.29	17.96	18.32	17.88	17.74	17.74	17.97	18.02
FeO	21.99	19.67	19.76	19.80	20.33	19.72	23.52	24.50	24.59	23.91	23.38	24.80	24.86
MnO	0.26	0.41	0.36	0.42	0.36	0.36	0.28	0.31	0.29	0.31	0.67	0.24	0.32
MgO	8.59	9.70	9.91	9.83	9.97	9.63	6.09	6.34	6.21	6.00	5.92	6.03	5.84
CaO	0.02	0.00	0.09	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.04	0.18	0.03
Na2O	0.15	0.06	0.15	0.00	0.10	0.06	0.00	0.02	0.01	0.00	0.08	0.14	0.15
K2O	9.99	9.52	9.33	9.66	9.80	9.67	9.62	9.65	10.06	9.89	9.88	9.54	9.95
Total	95.11	94.46	95.34	94.90	95.97	94.30	95.72	97.41	97.35	95.80	96.30	97.10	97.51
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>													
Si	5.497	5.643	5.594	5.573	5.581	5.546	5.479	5.459	5.476	5.452	5.562	5.469	5.455
AlIV	2.503	2.357	2.406	2.427	2.419	2.454	2.521	2.541	2.524	2.548	2.438	2.531	2.545
AlVI	0.615	0.71	0.699	0.695	0.653	0.695	0.757	0.754	0.706	0.704	0.784	0.719	0.709
Ti	0.208	0.176	0.196	0.185	0.182	0.199	0.336	0.289	0.3	0.34	0.292	0.299	0.32
Fe2+	2.862	2.532	2.517	2.542	2.587	2.551	3.049	3.129	3.154	3.113	3.015	3.185	3.188
Mn	0.034	0.053	0.046	0.055	0.046	0.047	0.037	0.04	0.038	0.041	0.088	0.031	0.042
Mg	1.993	2.226	2.251	2.25	2.262	2.22	1.407	1.443	1.42	1.392	1.361	1.381	1.335
Ca	0.003	0	0.015	0.003	0	0	0.003	0	0.002	0.005	0.007	0.03	0.005
Na	0.045	0.018	0.044	0	0.03	0.018	0	0.006	0.003	0	0.024	0.042	0.045
K	1.984	1.87	1.813	1.892	1.902	1.908	1.902	1.88	1.968	1.964	1.944	1.869	1.947
Total	15.744	15.585	15.581	15.622	15.662	15.638	15.491	15.541	15.591	15.559	15.515	15.556	15.591
mg	41.05	46.78	47.21	46.95	46.65	46.53	31.58	31.56	31.05	30.9	31.1	30.25	29.52

PLAGIOCLASE

N° Analyse	33	34	35	36	37	38	39	9.3	10.3	11.3	12.3	13.3
Echantillon	MD14	MD14	MD14	MD14	MD14	MD14	MD14	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2
Faciès	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD
Position	b	c	i	i	i	i	b	b	i	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	57.53	55.82	56.64	57.12	54.58	56.76	58.22	57.3	56.89	57.1	56.4	56.92
TiO2	0	0	0	0.04	0	0	0	0.04	0	0	0.01	0.03
Al2O3	27.08	28.17	27.23	27.11	28.63	27.25	26.39	26.77	26.43	26.94	26.87	26.8
FeO	0	0	0	0	0.01	0.02	0.02	0.16	0	0	0.07	0.05
MnO	0.02	0	0.02	0	0.02	0	0	0.02	0	0.07	0	0
MgO	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.03	0
CaO	8.54	9.98	9	8.71	10.82	8.99	7.87	8.47	8.74	8.73	8.59	8.53
Na2O	6.91	6.05	6.63	6.79	5.56	6.58	7.27	6.36	6.23	6.13	6.27	6.59
K2O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.14	0.14	0.12	0.12	0.11
Total	100.13	100.08	99.58	99.83	99.68	99.66	99.83	99.26	98.43	99.1	98.36	99.03
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	10.294	10.032	10.207	10.257	9.876	10.217	10.429	10.331	10.343	10.307	10.267	10.296
Al	5.706	5.962	5.779	5.733	6.101	5.776	5.567	5.684	5.659	5.727	5.76	5.709
Ti	0	0	0	0.005	0	0	0	0.005	0	0	0.001	0.004
Fe2+	0	0	0	0	0.002	0.003	0.003	0.024	0	0	0.011	0.008
Mn	0.003	0	0.003	0	0.003	0	0	0.003	0	0.011	0	0
Mg	0	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0	0	0.003	0.008	0
Ca	1.637	1.922	1.738	1.676	2.098	1.734	1.51	1.636	1.703	1.688	1.675	1.653
Na	2.397	2.108	2.317	2.364	1.951	2.297	2.525	2.224	2.196	2.145	2.213	2.311
K	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012	0.011	0.011	0.032	0.032	0.028	0.028	0.025
Total	20.048	20.038	20.058	20.049	20.046	20.041	20.048	19.939	19.933	19.909	19.963	20.006
<u>End members</u>												
Ab	59.3	52.2	57	58.4	48	56.8	62.4	57.1	55.9	55.6	56.5	57.9
An	40.5	47.6	42.7	41.4	51.7	42.9	37.3	42	43.3	43.7	42.8	41.4
Or	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6

PLAGIOCLASE

N° Analyse	14.3	15.3	16.3	17.3	40.3	41.3	42.3	43.3	68	69	70	71
Echantillon	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A
Faciès	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	i	i	c	b	i	i	c	b	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	57.62	57.8	56.89	56.95	56.12	57.56	59.18	57.27	56.89	55.79	55.15	54.5
TiO2	0.01	0.05	0.06	0.02	0.02	0	0	0.07	0	0	0	0
Al2O3	26.29	26.71	26.66	26.93	27.71	26.66	25.82	26.96	26.49	27.35	27.87	28.16
FeO	0	0.05	0	0	0.06	0.06	0	0.03	0.02	0.01	0.03	0
MnO	0.03	0	0	0	0	0	0	0.02	0.02	0	0.01	0
MgO	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
CaO	7.93	8.32	8.59	8.69	9.55	8.37	6.99	8.26	8.06	8.9	9.39	9.79
Na2O	6.7	6.42	6.23	6.13	5.98	6.75	7.12	6.63	7.03	6.43	6.12	6.01
K2O	0.12	0.1	0.16	0.15	0.12	0.14	0.13	0.16	0.12	0.11	0.12	0.09
Total	98.71	99.45	98.59	98.87	99.56	99.55	99.24	99.42	98.64	98.6	98.7	98.56
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	10.426	10.382	10.323	10.302	10.122	10.352	10.61	10.309	10.332	10.155	10.044	9.955
Al	5.602	5.65	5.697	5.737	5.886	5.647	5.451	5.715	5.666	5.863	5.978	6.058
Ti	0.001	0.007	0.008	0.003	0.003	0	0	0.009	0	0	0	0
Fe2+	0	0.008	0	0	0.009	0.009	0	0.005	0.003	0.002	0.005	0
Mn	0.005	0	0	0	0	0	0	0.003	0.003	0	0.002	0
Mg	0.003	0	0	0	0	0.003	0	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003
Ca	1.537	1.601	1.67	1.684	1.845	1.613	1.343	1.593	1.568	1.736	1.832	1.916
Na	2.351	2.236	2.192	2.15	2.091	2.354	2.475	2.314	2.476	2.269	2.161	2.129
K	0.028	0.023	0.037	0.035	0.028	0.032	0.03	0.037	0.028	0.026	0.028	0.021
Total	19.953	19.907	19.927	19.911	19.984	20.01	19.909	19.99	20.079	20.054	20.053	20.082
<u>End members</u>												
Ab	60	57.9	56.2	55.6	52.7	58.9	64.3	58.7	60.8	56.3	53.7	52.4
An	39.2	41.5	42.8	43.5	46.5	40.3	34.9	40.4	38.5	43.1	45.6	47.1
Or	0.7	0.6	0.9	0.9	0.7	0.8	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7	0.5

PLAGIOCLASE

N° Analyse	72	73	117.1	119.1	120.1	121.1	122.1	123.1	124.1	125.1	126.1	132.1
Echantillon	MD03A	MD03A	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	Myrmékite	Myrmékite	b	i	i	i	i	i	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	54.04	53.92	51.16	53.06	52.06	48.35	49.92	41.26	40.22	40.52	48.81	53.53
TiO2	0	0	0	0.05	0.01	0	0.04	0	0	0.08	0.03	0.62
Al2O3	28.47	28.65	27.07	27.24	27.21	30.49	27.96	33.94	34.21	34.14	28.73	27.74
FeO	0.01	0.01	0	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	0.06	0.02
MnO	0	0	0.01	0	0.01	0.03	0	0	0.01	0	0.03	0
MgO	0	0.01	0.01	0	0.01	0.02	0	0	0.01	0.01	0.01	0
CaO	10.29	10.27	8.94	8.66	8.94	12.08	9.86	17.06	17.65	17.31	10.17	8.39
Na2O	5.66	5.62	6.17	6.41	6.21	4.5	5.61	1.84	1.53	1.68	5.73	6.91
K2O	0.09	0.07	0.14	0.12	0.14	0.08	0.1	0.01	0.02	0.03	0.1	0.17
Total	98.56	98.55	93.5	95.55	94.62	95.58	93.5	94.13	93.69	93.79	93.67	97.38
<u>Cations (a./f.u.)</u>												
Si	9.882	9.858	9.871	9.991	9.917	9.207	9.657	8.119	7.974	8.016	9.462	9.91
Al	6.131	6.169	6.151	6.041	6.104	6.837	6.37	7.865	7.988	7.954	6.559	6.048
Ti	0	0	0	0.007	0.001	0	0.006	0	0	0.012	0.004	0.086
Fe2+	0.002	0.002	0	0.002	0.005	0.005	0.002	0.003	0.007	0.003	0.01	0.003
Mn	0	0	0.002	0	0.002	0.005	0	0	0.002	0	0.005	0
Mg	0	0.003	0.003	0	0.003	0.006	0	0	0.003	0.003	0.003	0
Ca	2.016	2.012	1.848	1.747	1.825	2.465	2.044	3.597	3.749	3.669	2.112	1.664
Na	2.007	1.992	2.308	2.34	2.294	1.662	2.104	0.702	0.588	0.644	2.154	2.48
K	0.021	0.016	0.034	0.029	0.034	0.019	0.025	0.003	0.005	0.008	0.025	0.04
Total	20.059	20.052	20.217	20.157	20.185	20.206	20.208	20.289	20.316	20.309	20.334	20.231
<u>End members</u>												
Ab	49.6	49.6	55.1	56.9	55.2	40.1	50.4	16.3	13.5	14.9	50.2	59.3
An	49.9	50	44.1	42.4	43.9	59.5	49	83.6	86.3	84.9	49.2	39.8
Or	0.5	0.4	0.8	0.7	0.8	0.5	0.6	0.1	0.1	0.2	0.6	1

PLAGIOCLASE

N° Analyse	133.1	134.1	2.2	7.2	8.2	9.2	10.2	11.2	12.2	13.2	14.2	15.2
Echantillon	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	c	c	Myrmékite	Myrmékite	b	i	i	i	c	b	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	48.87	53.13	55.816	56.908	56.922	56.27	50.89	53.993	46.182	46.441	51.73	47.798
TiO2	0.01	0	0	0	0.04	0.04	0.027	0.043	0.051	0.03	0.11	0
Al2O3	30.47	28.25	27.074	27.187	27.005	27.062	30.953	29.39	34.144	34.11	30.219	28.62
FeO	0	0.03	0.092	0.065	0.009	0.009	0	0.799	0.125	0	0.189	0.143
MnO	0.02	0	0	0	0.03	0	0.02	0.04	0	0	0.025	0
MgO	0	0	0	0	0	0.017	0	0.043	0.009	0	0.007	0.026
CaO	12.07	9.33	9.037	8.685	8.331	8.985	13.651	11.569	17.333	17.207	12.221	13.558
Na2O	4.71	6.17	6.14	6.098	6.364	5.956	3.455	5.041	1.479	1.824	4.23	1.548
K2O	0.09	0.13	0.033	0.118	0.085	0.122	0.055	0.064	0.039	0.031	0.119	0.856
Total	96.24	97.04	98.19	99.06	98.79	98.46	99.05	100.98	99.36	99.64	98.85	92.55
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	9.242	9.867	10.192	10.275	10.3	10.233	9.328	9.701	8.544	8.567	9.485	9.387
Al	6.786	6.179	5.822	5.781	5.755	5.796	6.682	6.218	7.439	7.41	6.525	6.62
Ti	0.001	0	0	0	0.005	0.005	0.004	0.006	0.007	0.004	0.015	0
Fe2+	0	0.005	0.014	0.01	0.001	0.001	0	0.12	0.019	0	0.029	0.023
Mn	0.003	0	0	0	0.005	0	0.003	0.006	0	0	0.004	0
Mg	0	0	0	0	0	0.005	0	0.012	0.002	0	0.002	0.008
Ca	2.446	1.857	1.768	1.68	1.615	1.751	2.681	2.227	3.436	3.401	2.401	2.853
Na	1.727	2.222	2.174	2.135	2.233	2.1	1.228	1.756	0.531	0.652	1.504	0.59
K	0.022	0.031	0.008	0.027	0.02	0.028	0.013	0.015	0.009	0.007	0.028	0.214
Total	20.227	20.161	19.978	19.908	19.934	19.919	19.939	20.061	19.987	20.041	19.993	19.695
<u>End members</u>												
Ab	41.2	54.1	55	55.6	57.7	54.1	31.3	43.9	13.4	16.1	38.2	16.1
An	58.3	45.2	44.8	43.7	41.8	45.1	68.4	55.7	86.4	83.8	61	78
Or	0.5	0.8	0.2	0.7	0.5	0.7	0.3	0.4	0.2	0.2	0.7	5.9

PLAGIOCLASE

N° Analyse	23.2	34.2	35.2	36.2	41.2	57.3	58.3	59.3	60.3	61.3	62.3	63.3
Echantillon	CP01	CP13	CP13	CP13	CP13	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	b	i	c	c	b	i	i	i	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	51.003	59.314	58.11	55.507	59.131	57.46	56.77	57.02	55.96	57.03	56.94	55.21
TiO2	0	0	0	0.054	0.003	0.01	0.03	0	0	0.01	0.03	0.07
Al2O3	30.869	25.654	26.488	27.599	25.692	26.48	26.61	27.16	27.48	26.89	26.61	27.64
FeO	0.042	0.06	0.055	0.055	0	0	0	0.01	0.05	0	0	0.05
MnO	0.015	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0	0.02	0	0.01
MgO	0	0.009	0.212	0.005	0.025	0	0	0.01	0.04	0	0	0.01
CaO	13.66	7.404	8.378	9.406	7.421	8.08	8.06	8.41	9.23	8.81	8.62	9.62
Na2O	3.79	7.245	6.662	6.023	7.334	6.71	6.59	6.21	6	6.06	6.36	5.69
K2O	0.06	0.154	0.165	0.185	0.101	0.2	0.19	0.16	0.18	0.15	0.22	0.13
Total	99.44	99.84	100.07	98.83	99.71	98.94	98.3	99.03	98.94	98.97	98.78	98.43
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	9.327	10.597	10.391	10.093	10.579	10.385	10.332	10.293	10.149	10.308	10.322	10.074
Al	6.648	5.398	5.578	5.91	5.413	5.636	5.703	5.774	5.87	5.724	5.681	5.939
Ti	0	0	0	0.007	0	0.001	0.004	0	0	0.001	0.004	0.01
Fe2+	0.006	0.009	0.008	0.008	0	0	0	0.002	0.008	0	0	0.008
Mn	0.002	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0	0.003	0	0.002
Mg	0	0.002	0.057	0.001	0.007	0	0	0.003	0.011	0	0	0.003
Ca	2.676	1.417	1.605	1.832	1.423	1.565	1.572	1.627	1.794	1.706	1.674	1.881
Na	1.344	2.51	2.31	2.124	2.544	2.352	2.326	2.174	2.11	2.124	2.236	2.013
K	0.014	0.035	0.038	0.043	0.023	0.046	0.044	0.037	0.042	0.035	0.051	0.03
Total	20.017	19.968	19.987	20.018	19.989	19.985	19.989	19.918	19.984	19.901	19.968	19.96
<u>End members</u>												
Ab	33.3	63.4	58.4	53.1	63.8	59.3	59	56.6	53.5	55	56.5	51.3
An	66.3	35.8	40.6	45.8	35.7	39.5	39.9	42.4	45.5	44.1	42.3	47.9
Or	0.3	0.9	1	1.1	0.6	1.2	1.1	1	1.1	0.9	1.3	0.8

PLAGIOCLASE

N° Analyse	64.3	65.3	66.3	67.3	68.3	69.3	70.3	71.3	72.3	73.3	74.3	75.3
Echantillon	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	i	i	c	c	i	i	i	i	i	i	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	56.42	57.08	57.41	54.92	56.34	53.4	56.74	57.61	54.34	56	57.49	58.4
TiO2	0.01	0	0.02	0.08	0.06	0.11	0.06	0.04	0.04	0	0	0.05
Al2O3	26.92	26.79	26.72	27.39	26.66	28.86	27.43	27.24	28.31	27.35	26.67	26.37
FeO	0.06	0	0	0	0.01	0	0	0.04	0.05	0	0.06	0.26
MnO	0.03	0.03	0.01	0	0.05	0.04	0	0.01	0.07	0	0	0.05
MgO	0	0	0	0.06	0.02	0.03	0.02	0	0	0	0	0
CaO	9	8.36	8.22	9.35	8.86	11.3	9.17	8.85	10.28	9.42	8.24	7.94
Na2O	6.16	6.48	6.48	5.95	6.37	5.04	6.22	6.4	5.39	5.8	6.12	6.94
K2O	0.15	0.16	0.1	0.12	0.13	0.09	0.07	0.11	0.1	0.13	0.17	0.12
Total	98.75	98.9	98.96	97.87	98.5	98.87	99.71	100.3	98.58	98.7	98.75	100.13
<u>Cations (a.f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	10.244	10.325	10.364	10.08	10.259	9.757	10.2	10.285	9.925	10.173	10.39	10.436
Al	5.756	5.707	5.681	5.92	5.717	6.21	5.807	5.727	6.089	5.851	5.676	5.549
Ti	0.001	0	0.003	0.011	0.008	0.015	0.008	0.005	0.005	0	0	0.007
Fe2+	0.009	0	0	0	0.002	0	0	0.006	0.008	0	0.009	0.039
Mn	0.005	0.005	0.002	0	0.008	0.006	0	0.002	0.011	0	0	0.008
Mg	0	0	0	0.016	0.005	0.008	0.005	0	0	0	0	0
Ca	1.751	1.62	1.59	1.839	1.728	2.212	1.766	1.693	2.012	1.833	1.596	1.52
Na	2.169	2.273	2.268	2.118	2.249	1.786	2.168	2.215	1.909	2.043	2.145	2.405
K	0.035	0.037	0.023	0.028	0.03	0.021	0.016	0.025	0.023	0.03	0.039	0.027
Total	19.97	19.967	19.931	20.012	20.006	20.015	19.97	19.958	19.982	19.93	19.855	19.991
<u>End members</u>												
Ab	54.8	57.8	58.4	53.1	56.1	44.4	54.9	56.3	48.4	52.3	56.7	60.9
An	44.3	41.2	41	46.1	43.1	55	44.7	43	51	46.9	42.2	38.5
Or	0.9	0.9	0.6	0.7	0.7	0.5	0.4	0.6	0.6	0.8	1	0.7

PLAGIOCLASE

N° Analyse	100.3	35.5	36.5	37.5	38.5	39.5	44.5	45.5	46.5	47.5	48.5	46
Echantillon	MD61D1.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD27
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GRT
Position	c	b	i	i	i	c	c	i	i	i	b	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	55.71	59.25	58.81	58.42	56.93	58.21	57.85	56.08	45.83	55.44	57.28	60.7
TiO2	0.09	0	0.01	0	0.02	0.02	0	0	0	0	0	0
Al2O3	27.83	25.86	26.08	26.01	27.03	26.33	26.63	27.67	34.53	28.35	26.58	24.46
FeO	0.14	0	0	0	0	0.07	0	0.06	0	0.6	0	0.09
MnO	0	0.04	0.02	0	0	0	0.01	0.01	0.08	0.02	0	0
MgO	0	0.01	0.01	0	0.03	0	0.01	0	0	0	0.04	0
CaO	9.65	7.34	7.81	7.52	8.84	7.9	8.09	9.39	17.58	10.18	8.71	5.88
Na2O	5.69	7.09	7.06	6.95	6.22	6.92	6.05	6.15	1.34	5.96	5.82	8.47
K2O	0.09	0.15	0.31	0.23	0.24	0.2	0	0.18	0.06	0.24	0.01	0.18
Total	99.2	99.75	100.17	99.21	99.41	99.7	98.69	99.54	99.46	100.79	98.49	99.78
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	10.083	10.585	10.501	10.514	10.268	10.442	10.437	10.122	8.478	9.946	10.378	10.83
Al	5.932	5.441	5.484	5.513	5.741	5.562	5.658	5.882	7.523	5.99	5.671	5.139
Ti	0.012	0	0.001	0	0.003	0.003	0	0	0	0	0	0
Fe2+	0.021	0	0	0	0	0.011	0	0.009	0	0.09	0	0.013
Mn	0	0.006	0.003	0	0	0	0.002	0.002	0.013	0.003	0	0
Mg	0	0.003	0.003	0	0.008	0	0.003	0	0	0	0.011	0
Ca	1.871	1.405	1.494	1.45	1.708	1.518	1.564	1.816	3.485	1.957	1.691	1.124
Na	1.997	2.456	2.444	2.425	2.175	2.407	2.116	2.152	0.481	2.073	2.045	2.93
K	0.021	0.034	0.071	0.053	0.055	0.046	0	0.041	0.014	0.055	0.002	0.041
Total	19.937	19.932	20.009	19.967	19.972	19.997	19.788	20.024	20	20.114	19.806	20.077
<u>End members</u>												
Ab	51.3	63.1	61	61.7	55.2	60.6	57.5	53.7	12.1	50.7	54.7	71.6
An	48.1	36.1	37.3	36.9	43.4	38.2	42.5	45.3	87.6	47.9	45.2	27.4
Or	0.5	0.9	1.8	1.3	1.4	1.2	0	1	0.4	1.3	0.1	1

PLAGIOCLASE

N° Analyse	47	48	49	50	51	54	55	94	95	96	135.1	137.1
Echantillon	MD27	MD27	MD27	MD27	MD27	MD27	MD27	MD17C	MD17C	MD17C	MD03B	MD03B
Faciès	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	i	i	i	i	c	c	c	c	c	c	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	60.22	60.31	60.33	59.98	60.36	60.37	60.19	56.76	56.27	55.99	54.22	55.85
TiO2	0	0	0	0	0	0	0.07	0	0	0	0	0.06
Al2O3	24.69	24.77	24.75	25.03	25.05	24.77	24.84	26.72	27.09	27.09	27.24	27.33
FeO	0	0.02	0.04	0.89	0.02	0.02	0.15	0.07	0.01	0.01	0.03	0.07
MnO	0.02	0	0.02	0.01	0.03	0.01	0	0.02	0	0.02	0.02	0.03
MgO	0.01	0	0.01	0	0.02	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0
CaO	6.13	6.21	6.21	6.45	6.57	6.31	6.28	8.22	8.54	8.63	8.59	8.42
Na2O	8.17	8.2	8.18	8.14	7.94	8.21	8.22	6.98	6.8	6.83	6.5	6.58
K2O	0.18	0.22	0.18	0.16	0.16	0.16	0.15	0.08	0.07	0.08	0.19	0.16
Total	99.42	99.73	99.72	100.66	100.15	99.86	99.9	98.86	98.78	98.66	96.79	98.5
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	10.782	10.771	10.774	10.67	10.735	10.768	10.741	10.292	10.217	10.189	10.071	10.172
Al	5.206	5.21	5.205	5.244	5.247	5.203	5.22	5.706	5.793	5.806	5.959	5.862
Ti	0	0	0	0	0	0	0.009	0	0	0	0	0.008
Fe2+	0	0.003	0.006	0.132	0.003	0.003	0.022	0.011	0.002	0.002	0.005	0.011
Mn	0.003	0	0.003	0.002	0.005	0.002	0	0.003	0	0.003	0.003	0.005
Mg	0.003	0	0.003	0	0.005	0.003	0	0.003	0	0.003	0	0
Ca	1.176	1.188	1.188	1.229	1.252	1.206	1.201	1.597	1.661	1.683	1.71	1.643
Na	2.836	2.84	2.833	2.808	2.738	2.84	2.844	2.454	2.394	2.41	2.341	2.324
K	0.041	0.05	0.041	0.036	0.036	0.036	0.034	0.019	0.016	0.019	0.045	0.037
Total	20.047	20.062	20.053	20.121	20.021	20.061	20.071	20.085	20.083	20.115	20.134	20.062
<u>End members</u>												
Ab	70	69.6	69.7	68.9	68	69.6	69.7	60.3	58.8	58.6	57.2	58
An	29	29.1	29.2	30.2	31.1	29.5	29.4	39.2	40.8	40.9	41.7	41
Or	1	1.2	1	0.9	0.9	0.9	0.8	0.5	0.4	0.5	1.1	0.9

PLAGIOCLASE

N° Analyse	138.1	139.1	32.4	33.4	34.4	35.4	36.4	37.4	38.4	39.4	46.4
Echantillon	MD03B	MD03B	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61C2.2	MD61D1.4	MD61D1.4	MD61D1.4	MD61D1.4	MD61D1.4	MD61D1.4
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	i	c	c	i	b	c	c	i	i	b	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	56.48	53.9	45.9	58.3	58.4	56.19	56.93	55.49	54.09	57.09	58.22
TiO2	0.06	0	0.04	0	0.03	0.01	0.04	0.07	0	0	0.02
Al2O3	27.09	28.4	35.05	26.91	27.52	27.75	27.85	27.81	29.47	27.36	26.78
FeO	0.03	0.03	0.19	0.06	0.09	0	0.05	0.02	0.06	0	0.03
MnO	0	0.02	0.08	0	0	0	0	0	0.08	0	0.05
MgO	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0.04	0.03	0	0	0
CaO	8.16	9.77	17.89	8.43	8.71	9.88	9.41	10.07	11.35	9.04	8.97
Na2O	6.79	5.78	1.37	6.7	6.77	5.9	5.94	6.01	5.33	5.71	6.82
K2O	0.13	0.11	0.07	0.15	0.1	0.09	0.06	0.11	0.09	0	0.12
Total	98.74	98.02	100.61	100.55	101.71	99.84	100.46	99.61	100.57	99.23	101.07
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>											
Si	10.247	9.9	8.411	10.373	10.292	10.11	10.166	10.032	9.733	10.275	10.338
Al	5.788	6.143	7.564	5.638	5.712	5.88	5.857	5.921	6.245	5.799	5.6
Ti	0.008	0	0.006	0	0.004	0.001	0.005	0.01	0	0	0.003
Fe2+	0.005	0.005	0.029	0.009	0.013	0	0.007	0.003	0.009	0	0.004
Mn	0	0.003	0.012	0	0	0	0	0	0.012	0	0.008
Mg	0	0.003	0.003	0	0	0.005	0.011	0.008	0	0	0
Ca	1.586	1.923	3.513	1.607	1.645	1.905	1.8	1.951	2.188	1.743	1.707
Na	2.389	2.059	0.487	2.311	2.313	2.058	2.057	2.107	1.86	1.993	2.348
K	0.03	0.026	0.016	0.034	0.022	0.021	0.014	0.025	0.021	0	0.027
Total	20.053	20.062	20.043	19.972	20.013	19.98	19.937	20.057	20.082	19.814	20.043
<u>End members</u>											
Ab	59.7	51.4	12.1	58.5	58.1	51.7	53.1	51.6	45.7	53.3	57.5
An	39.6	48	87.5	40.7	41.3	47.8	46.5	47.8	53.8	46.7	41.8
Or	0.7	0.6	0.4	0.9	0.6	0.5	0.4	0.6	0.5	0	0.7

PLAGIOCLASE

N° Analyse	47.4	48.4	103.4	104.4	105.4	28.1	33.1
Echantillon	MD61D1.4	MD61D1.4	MD61D2	MD61D3	MD61D4	MD3C	MD3C
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	MCG	MCG
Position	i	b	b	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>							
SiO2	49.68	56.98	57.93	46.59	47.47	57.87	56.98
TiO2	0	0.11	0.01	0.04	0.05	0	0
Al2O3	32.54	26.86	26.65	34.13	34.04	26.32	26.87
FeO	0.08	0.05	0.11	0.04	0.56	0.01	0
MnO	0.08	0	0	0	0.02	0	0
MgO	0	0	0.01	0	0	0.01	0.03
CaO	15.37	8.81	8.18	17.14	16.83	7.67	8.72
Na2O	2.97	6.38	6.88	1.89	2.25	7.05	6.59
K2O	0	0.13	0.21	0.03	0.04	0.17	0.16
Total	100.81	99.37	100.01	99.96	101.26	99.1	99.35
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>							
Si	9.011	10.279	10.374	8.574	8.634	10.435	10.281
Al	6.951	5.706	5.621	7.397	7.292	5.589	5.71
Ti	0	0.015	0.001	0.006	0.007	0	0
Fe2+	0.012	0.008	0.016	0.006	0.085	0.002	0
Mn	0.012	0	0	0	0.003	0	0
Mg	0	0	0.003	0	0	0.003	0.008
Ca	2.987	1.703	1.57	3.38	3.28	1.482	1.686
Na	1.045	2.232	2.389	0.674	0.794	2.465	2.306
K	0	0.03	0.048	0.007	0.009	0.039	0.037
Total	20.03	19.981	20.026	20.058	20.104	20.015	20.028
<u>End members</u>							
Ab	25.9	56.3	59.6	16.6	19.4	61.8	57.2
An	74.1	43	39.2	83.2	80.3	37.2	41.8
Or	0	0.8	1.2	0.2	0.2	1	0.9

GRENATS

N° Analyse	26	28	31	1.6	2.6	4.6	8.6	37.6	38.6	1	13	78
Echantillon	MD14A	MD14A	MD14A	MD14B	MD14B	MD14B	MD14B	MD62A	MD62A	CP17C	CP17C	CP17C
Faciès	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	GDT	GDT	GDT
Position	b	b	c	c	b	c	b	c	b	c	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	37.4	37.18	37.56	38.36	37.43	36.621	37.31	37.343	37.713	37.78	36.87	37.4
TiO2	0.73	0	0	0.1	0.185	0.137	0.17	0.156	0.234	0.03	0.02	0
Al2O3	21.44	21.22	21.45	21.45	21.674	21.343	21.5	21.158	21.226	21.33	21.16	21.54
FeO	29.17	29.62	28.88	27.53	27.388	27.125	27.88	17.599	17.872	18.35	18.25	18.9
MnO	2.72	3.97	2.66	4.26	3.686	4.173	4.39	6.396	5.684	6.7	6.96	5.68
MgO	2.28	2.23	2.24	1.96	2.057	2.028	2	0.819	0.78	0.83	0.89	0.84
CaO	7.08	5.66	7.34	7.26	7.176	7.098	6.73	15.317	15.317	15.44	15.01	14.83
Na2O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.049	0	0.19	0.01	0	0	0	0.03
Total	100.85	99.9	100.15	100.93	99.65	98.53	100.17	98.8	98.83	100.46	99.16	99.22
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	5.931	5.966	5.98	6.071	5.99	5.935	5.95	5.963	6.021	5.919	5.876	5.951
AlIV	0.069	0.034	0.02	0	0.01	0.065	0.05	0.037	0	0.081	0.124	0.049
AlVI	3.936	3.976	4.002	3.998	4.075	4.009	3.989	3.941	3.991	3.855	3.847	3.987
Ti	0.087	0	0	0.012	0.022	0.017	0.02	0.019	0.028	0.004	0.002	0
Fe2+	3.861	3.971	3.85	3.653	3.667	3.678	3.714	2.357	2.385	2.467	2.436	2.511
Mg	0.539	0.533	0.532	0.462	0.491	0.49	0.476	0.195	0.186	0.194	0.211	0.199
Mn	0.365	0.54	0.359	0.571	0.5	0.573	0.593	0.865	0.769	0.889	0.94	0.766
Ca	1.203	0.973	1.252	1.231	1.23	1.233	1.15	2.62	2.62	2.592	2.563	2.528
Na	0.009	0.006	0.006	0.003	0.015	0	0.059	0.003	0	0	0	0.009
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	64.587	65.929	64.181	61.699	nd	61.575	nd	39.018	40.018	40.169	39.612	41.756
Grossulaire	20.127	16.154	20.873	20.793	nd	20.633	nd	43.382	43.968	42.199	41.674	42.046
Pyrope	9.018	8.856	8.863	7.811	nd	8.202	nd	3.228	3.115	3.156	3.438	3.314
Spessartine	6.113	8.958	5.98	9.645	nd	9.59	nd	14.321	12.899	14.476	15.276	12.731
mg	12.25	11.83	12.14	11.23	11.81	11.76	11.36	7.64	7.23	7.29	7.97	7.34

GRENATS

N° Analyse	79	80	81	82	45.3	46.3	47.3	48.3	49.3	50.3	51.3	52.3
Echantillon	CP17C	CP17C	CP17C	CP17C	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1	MD61C1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	i	c	c	c	i	i	i	i	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	37.34	37.38	37.09	37.33	37.49	37.83	37.45	38.03	37.74	37.96	37.645	37.72
TiO2	0	0.09	0.04	0.17	0.09	0.12	0.09	0.22	0.06	0.11	0.078	0.01
Al2O3	21.47	21.46	21.28	21.45	21.32	21.54	21.33	21.51	21.86	21.63	21.128	21.62
FeO	18.77	18.33	17.18	17.2	18.93	19.16	19.09	18.41	18.52	18.83	18.135	19.13
MnO	5.96	6.06	6.95	6.85	6.48	6.79	6.94	6.18	6.43	6.35	6.133	6.07
MgO	0.87	0.8	0.75	0.74	0.76	0.57	0.85	0.77	0.75	0.79	0.722	0.76
CaO	14.83	15.07	14.96	15.18	14.57	14.73	14.53	15.18	14.84	14.87	14.83	14.53
Na2O	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.05	0	0	0.04	0	0.029	0.04
Total	99.26	99.2	98.28	98.94	99.65	100.79	100.28	100.3	100.24	100.54	98.7	99.88
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	5.939	5.948	5.953	5.954	5.956	5.947	5.914	5.989	5.946	5.97	6.023	5.972
AlIV	0.061	0.052	0.047	0.046	0.044	0.053	0.086	0.011	0.054	0.03	0	0.028
AlVI	3.96	3.969	3.975	3.983	3.945	3.935	3.881	3.978	4.002	3.976	3.981	4.002
Ti	0	0.011	0.005	0.02	0.011	0.014	0.011	0.026	0.007	0.013	0.009	0.001
Fe2+	2.497	2.442	2.314	2.295	2.509	2.517	2.522	2.429	2.44	2.474	2.431	2.526
Mg	0.206	0.19	0.179	0.176	0.18	0.134	0.2	0.181	0.176	0.185	0.172	0.179
Mn	0.803	0.817	0.945	0.925	0.872	0.904	0.928	0.824	0.858	0.846	0.831	0.814
Ca	2.527	2.569	2.573	2.594	2.48	2.481	2.458	2.561	2.505	2.506	2.542	2.465
Na	0.006	0.003	0.009	0.006	0.003	0.015	0	0	0.012	0	0.009	0.012
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	41.347	40.561	38.436	38.266	41.507	nd	41.279	40.515	nd	41.165	40.615	nd
Grossulaire	41.842	42.671	42.734	43.263	41.036	nd	40.247	42.721	nd	41.683	42.472	nd
Pyrope	3.415	3.152	2.981	2.934	2.978	nd	3.276	3.015	nd	3.081	2.877	nd
Spessartine	13.294	13.565	15.695	15.433	14.428	nd	15.197	13.749	nd	14.072	13.886	nd
mg	7.62	7.22	7.18	7.12	6.69	5.05	7.35	6.93	6.73	6.96	6.61	6.62

GRENATS

N° Analyse	53.3	54.3	84.3	85.3	86.3	87.3	88.3	89.3	90.3	91.3	92.3	93.3
Echantillon	MD61C1	MD61C1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	b	c	i	i	i	i	i	i	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	37.95	38.12	38.1	38.26	37.65	37.92	37.96	37.78	37.89	38.13	38.1	37.06
TiO2	0.13	0.29	0.17	0.13	0.12	0.23	0.21	0.14	0.18	0.18	0.16	0.185
Al2O3	21.53	21.56	21.45	21.42	21.6	21.32	21.53	21.25	21.46	21.44	21.51	21.314
FeO	19.27	19.06	18.57	18.63	18.95	18.38	17.96	18.39	18.73	18.6	18.86	18.74
MnO	5.46	5.88	6.64	6.73	6.86	6.51	6.55	6.44	6.01	6.53	6.26	5.723
MgO	0.77	1.22	0.78	0.79	0.78	0.7	1.09	0.68	0.71	0.8	0.82	0.79
CaO	14.61	14.74	14.84	14.52	14.5	15.12	14.92	15.32	15.08	15.12	14.96	14.771
Na2O	0.05	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0.03	0	0	0
Total	99.77	100.87	100.55	100.48	100.47	100.18	100.23	100	100.09	100.8	100.67	98.58
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.01	5.964	5.993	6.025	5.933	5.986	5.973	5.976	5.984	5.981	5.984	5.94
AlIV	0	0.036	0.007	0	0.067	0.014	0.027	0.024	0.016	0.019	0.016	0.06
AlVI	4.015	3.936	3.967	3.973	3.941	3.95	3.962	3.934	3.975	3.942	3.963	3.963
Ti	0.015	0.034	0.02	0.015	0.014	0.027	0.025	0.017	0.021	0.021	0.019	0.022
Fe2+	2.551	2.495	2.444	2.453	2.495	2.43	2.366	2.43	2.471	2.441	2.476	2.513
Mg	0.182	0.285	0.183	0.185	0.183	0.165	0.256	0.16	0.167	0.187	0.192	0.189
Mn	0.732	0.779	0.885	0.898	0.916	0.87	0.873	0.863	0.804	0.868	0.833	0.777
Ca	2.479	2.471	2.501	2.45	2.448	2.557	2.515	2.596	2.552	2.541	2.518	2.537
Na	0.015	0	0	0	0.003	0	0.003	0	0.009	0	0	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	nd	41.38	40.645	40.98	41.275	40.35	39.351	40.168	41.167	40.432	41.137	41.773
Grossulaire	nd	40.978	41.599	40.926	40.497	42.462	41.829	42.919	42.504	42.096	41.834	42.172
Pyrope	nd	4.719	3.042	3.098	3.031	2.735	4.252	2.651	2.784	3.099	3.19	3.138
Spessartine	nd	12.923	14.714	14.996	15.146	14.453	14.517	14.263	13.392	14.373	13.839	12.917
mg	6.66	10.25	6.97	7.01	6.83	6.36	9.76	6.18	6.33	7.12	7.2	6.99

GRENATS

N° Analyse	94.3	95.3	97.3	99.3	40.4	1.5	3.5	4.5	2.5	21.5	22.5	29.5
Echantillon	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61D1	MD61D1	MD69.2
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	i	b	b	b	c	c	i	i	b	c	b	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	38.03	37.4	37.41	37.78	38.298	38.35	38.65	36.982	38.4	37.67	38.48	38.51
TiO2	0.02	0.13	0.16	0.05	0.068	0.13	0.1	0.234	0.28	0.16	0.17	0.12
Al2O3	21.46	21.17	21.44	21.52	21.177	21.61	21.74	21.138	21.62	21.43	21.46	21.55
FeO	19.16	18.61	19.49	19.64	18.564	18.38	17.99	18.311	18.99	18.67	19.2	20.38
MnO	5.66	5.51	5.55	5.49	6.367	6.38	6.53	6.425	5.82	6.32	6.02	5.28
MgO	0.86	0.79	0.83	0.82	0.839	0.83	0.7	0.78	0.92	0.82	0.8	0.73
CaO	15	15.19	14.56	15.02	14.255	14.85	15.11	14.732	14.82	14.9	14.66	14.07
Na2O	0	0	0	0.04	0.049	0	0.02	0	0	0.05	0.03	0.06
Total	100.19	98.8	99.44	100.36	99.62	100.53	100.84	98.6	100.85	100.02	100.82	100.7
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	5.997	5.976	5.951	5.948	6.076	6.001	6.05	5.932	6.015	5.953	6.038	6.061
AlIV	0.003	0.024	0.049	0.052	0	0	0	0.068	0	0.047	0	0
AlVI	3.982	3.96	3.968	3.939	3.957	3.982	4.008	3.926	3.988	3.941	3.965	3.994
Ti	0.002	0.016	0.019	0.006	0.008	0.015	0.012	0.028	0.033	0.019	0.02	0.014
Fe2+	2.524	2.49	2.587	2.585	2.467	2.473	2.362	2.455	2.489	2.463	2.516	2.664
Mg	0.202	0.188	0.197	0.192	0.198	0.194	0.163	0.187	0.215	0.193	0.187	0.171
Mn	0.756	0.746	0.748	0.732	0.856	0.846	0.866	0.873	0.772	0.846	0.8	0.704
Ca	2.534	2.601	2.482	2.534	2.423	2.49	2.534	2.532	2.487	2.523	2.465	2.373
Na	0	0	0	0.012	0.015	0	0.006	0	0	0.015	0.009	0.018
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	41.951	41.335	43.023	nd	nd	41.2	39.818	40.598	41.736	nd	42.093	nd
Grossulaire	42.123	43.164	41.268	nd	nd	41.484	42.728	41.878	41.711	nd	41.237	nd
Pyrope	3.36	3.123	3.273	nd	nd	3.226	2.754	3.085	3.603	nd	3.131	nd
Spessartine	12.565	12.378	12.436	nd	nd	14.09	14.598	14.439	12.95	nd	13.387	nd
mg	7.41	7.02	7.08	6.91	7.43	7.27	6.46	7.08	7.95	7.27	6.92	6.03

GRENATS

N° Analyse	98	99	100	101	103	104	105	106	107	55.5	1.7	2.7
Echantillon	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD10.1	MD64	MD01.1	MD01.1
Faciès	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT
Position	c	i	i	b	b	c	i	b	c	c	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.79	35.79	36.31	36.42	36.29	35.21	35.24	35.39	35.51	37.625	37.96	38.12
TiO2	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0.04	0.166	0.1	0.04
Al2O3	21.1	20.94	21.31	21.37	21.35	20.78	20.7	20.89	20.9	21.011	21.79	21.59
FeO	28.85	27.89	23.43	24.63	24.1	27.51	27.72	25.1	23.32	17.599	19.02	20.95
MnO	7.02	7.54	6.41	5.8	6.38	6.1	6.15	6.27	6	6.659	8.12	6.73
MgO	1.16	1.07	0.71	0.77	0.72	1.23	1.2	0.95	0.73	0.702	0.52	0.69
CaO	3.95	4.36	9.46	9.13	9.35	3.91	3.93	6.29	8.68	14.801	12.37	11.88
Na2O	0.05	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.068	0	0
Total	97.92	97.63	97.65	98.13	98.22	94.79	94.98	94.92	95.22	98.63	99.88	100
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	5.931	5.932	5.934	5.946	5.915	6.005	5.994	5.985	5.963	6.026	5.997	6.068
AlIV	0.069	0.068	0.066	0.054	0.085	0	0.006	0.015	0.037	0	0.003	0
AlVI	4.05	4.019	4.035	4.054	4.013	4.173	4.14	4.145	4.096	3.963	4.051	4.047
Ti	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0.005	0.02	0.012	0.005
Fe2+	3.961	3.871	3.242	3.356	3.288	3.899	3.94	3.568	3.288	2.359	2.634	2.782
Mg	0.287	0.264	0.173	0.187	0.175	0.313	0.304	0.239	0.183	0.168	0.122	0.164
Mn	0.985	1.059	0.887	0.802	0.881	0.881	0.886	0.898	0.853	0.903	1.087	0.907
Ca	0.701	0.774	1.656	1.597	1.633	0.714	0.716	1.14	1.562	2.54	2.094	2.026
Na	0.016	0.013	0.006	0.003	0.009	0.013	0.013	0.01	0.013	0.021	0	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	nd	nd	54.348	56.449	54.93	nd	nd	60.939	nd	nd	44.371	47.32
Grossulaire	nd	nd	27.77	26.858	27.276	nd	nd	19.464	nd	nd	35.266	34.461
Pyrope	nd	nd	2.9	3.152	2.922	nd	nd	4.09	nd	nd	2.063	2.785
Spessartine	nd	nd	14.876	13.488	14.713	nd	nd	15.338	nd	nd	18.301	15.433
mg	6.76	6.38	5.07	5.28	5.05	7.43	7.16	6.28	5.27	6.65	4.43	5.57

GRENATS

N° Analyse	8.4	9.4	10.4	11.4	12.4	13.4	14.4	15.4	16.4	17.4	18.4	19.4
Echantillon	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	b	i	i	i	i	i	i	i	i	i	i	i
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	38.14	38.045	37.508	37.996	38.45	37.996	38.298	37.957	37.811	37.879	37.616	38.53
TiO2	0.07	0.049	0.088	0.029	0.11	0.127	0.107	0.176	0.156	0.137	0.137	0.12
Al2O3	21.5	21.216	21.187	21.119	21.81	21.245	21.128	21.255	21.109	21.44	21.46	21.7
FeO	18.91	18.008	18.32	17.784	18.4	17.648	17.55	17.687	17.453	17.375	17.472	17.28
MnO	4.28	5.987	5.918	5.967	6.26	6.357	6.494	6.162	6.523	6.474	6.962	6.28
MgO	0.87	0.839	0.907	0.936	0.8	0.878	0.809	0.809	0.77	0.8	0.731	0.74
CaO	14.6	14.732	14.791	15.015	15.08	15.21	14.859	14.723	15.181	14.849	14.44	15.67
Na2O	0	0	0	0.01	0.04	0.01	0	0	0.029	0	0	0
Total	98.37	98.88	98.72	98.86	100.95	99.47	99.24	98.77	99.03	98.95	98.82	100.32
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.11	6.071	5.996	6.059	6.013	6.025	6.093	6.067	6.026	6.039	6.015	6.053
AlIV	0	0	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AlVI	4.056	3.987	3.985	3.966	4.017	3.967	3.959	4.001	3.962	4.026	4.041	4.015
Ti	0.008	0.006	0.011	0.003	0.013	0.015	0.013	0.021	0.019	0.016	0.016	0.014
Fe2+	2.531	2.409	2.454	2.375	2.403	2.345	2.336	2.363	2.328	2.317	2.336	2.271
Mg	0.208	0.2	0.216	0.222	0.187	0.208	0.192	0.193	0.183	0.19	0.174	0.173
Mn	0.581	0.809	0.801	0.806	0.829	0.854	0.875	0.834	0.881	0.874	0.943	0.836
Ca	2.506	2.519	2.533	2.565	2.527	2.584	2.533	2.521	2.592	2.537	2.474	2.638
Na	0	0	0	0.003	0.012	0.003	0	0	0.009	0	0	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	43.443	40.579	40.869	39.774	nd	39.126	39.353	39.977	38.844	39.155	39.41	38.382
Grossulaire	43.021	42.428	42.188	42.954	nd	43.114	42.671	42.65	43.259	42.86	41.74	44.569
Pyrope	3.567	3.362	3.6	3.726	nd	3.463	3.233	3.261	3.053	3.213	2.94	2.928
Spessartine	9.97	13.631	13.344	13.495	nd	14.245	14.743	14.112	14.694	14.773	15.909	14.12
mg	7.59	7.67	8.09	8.55	7.22	8.15	7.59	7.55	7.29	7.58	6.93	7.08

GRENATS

N° Analyse	20.4	22.4	24.4	26.4	28.4	29.4	42.4	43.4	45.4	49.4	101.4	102.4
Echantillon	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61C2	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D1	MD61D2	MD61D2
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	37.986	38.41	37.625	38.025	38.73	38.561	38.16	37.89	38.04	37.538	37.294	37.918
TiO2	0.215	0.15	0.029	0	0.23	0.078	0.08	0.02	0.09	0.068	0.234	0.059
Al2O3	21.05	21.6	21.489	21.187	21.84	21.45	21.4	22.04	21.49	21.089	21.216	21.119
FeO	17.072	18.5	18.155	17.921	17.26	18.545	18.45	18.52	17.57	18.759	18.106	18.642
MnO	6.669	5.79	5.675	6.026	6.51	5.918	6.48	6.22	7.28	6.113	6.162	5.987
MgO	0.761	0.9	0.8	0.8	0.72	0.819	0.79	0.9	0.7	0.868	0.897	0.907
CaO	14.937	15.44	14.957	14.674	14.73	14.615	14.7	15.18	14.98	14.216	14.84	14.42
Na2O	0	0	0.02	0	0.02	0.078	0	0.01	0	0.01	0	0.02
Total	98.69	100.79	98.75	98.63	100.04	100.06	100.06	100.78	100.15	98.66	98.75	99.07
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.077	6.016	6.007	6.084	6.106	6.086	6.029	5.93	6.002	6.019	5.96	6.048
AlIV	0	0	0	0	0	0	0	0.07	0	0	0.04	0
AlVI	3.966	3.984	4.041	3.992	4.055	3.987	3.982	3.992	3.993	3.982	3.953	3.967
Ti	0.026	0.018	0.003	0	0.027	0.009	0.01	0.002	0.011	0.008	0.028	0.007
Fe2+	2.286	2.414	2.426	2.4	2.28	2.439	2.439	2.423	2.325	2.508	2.43	2.483
Mg	0.181	0.21	0.19	0.191	0.169	0.193	0.186	0.21	0.165	0.207	0.214	0.216
Mn	0.904	0.768	0.767	0.817	0.869	0.791	0.867	0.824	0.973	0.83	0.834	0.809
Ca	2.56	2.591	2.559	2.516	2.488	2.471	2.488	2.545	2.532	2.442	2.541	2.464
Na	0	0	0.006	0	0.006	0.024	0	0.003	0	0.003	0	0.006
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	38.535	40.345	40.781	40.516	39.225	nd	40.779	40.348	38.779	41.86	40.374	41.541
Grossulaire	43.168	43.305	43.012	42.474	42.804	nd	41.61	42.378	42.245	40.766	42.218	41.219
Pyrope	3.06	3.512	3.201	3.222	2.911	nd	3.111	3.496	2.747	3.463	3.551	3.607
Spessartine	15.237	12.838	12.902	13.789	14.955	nd	14.5	13.727	16.23	13.858	13.858	13.529
mg	7.34	8	7.26	7.37	6.9	7.33	7.09	7.98	6.63	7.62	8.09	8

GRENATS

N° Analyse	10.5	11.5	12.5	50.5	51.5	52.5	53.5	54.5	7.5	26.1	27.1	31.1	32.1
Echantillon	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD61.2	MD3C	MD3C	MD3C	MD3C
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	MCG	MCG	MCG	MCG
Position	c	c	b	c	c	i	i	b	b	c	b	c	b
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	37.577	38.28	38.41	37.499	38.28	37.772	38.42	38.15	37.635	38.68	38.11	38.42	38.34
TiO2	0.088	0.07	0.11	0.137	0.15	0.293	0.16	0.13	0.322	0.08	0.07	0.08	0
Al2O3	21.216	21.71	21.74	20.982	21.47	21.06	20.93	21.37	21.275	21.92	21.71	21.65	21.93
FeO	17.482	18.14	19.21	17.687	17.43	17.15	16.96	17.72	17.96	23.8	22.67	17.53	23.27
MnO	7.069	6.52	5.65	6.133	7.25	7.127	7.23	7.02	5.714	7.63	8.97	12.2	7.35
MgO	0.653	0.78	0.83	0.751	0.65	0.624	0.68	0.71	1.258	0.74	0.63	0.038	0.78
CaO	14.498	14.87	15.04	15.395	15.15	14.801	15.44	15.61	14.801	9.54	9.82	10.92	9.75
Na2O	0.029	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0.06	0.02	0.07
Total	98.61	100.37	100.99	98.58	100.42	98.83	99.82	100.71	98.97	102.39	102.04	100.86	101.49
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>													
Si	6.021	6.025	6.01	6.004	6.023	6.045	6.083	5.988	5.991	6.043	5.983	6.087	6.052
AlIV	0	0	0	0	0	0	0	0.012	0.009	0	0.017	0	0
AlVI	4.003	4.024	4.006	3.956	3.978	3.969	3.902	3.939	3.979	4.033	3.997	4.04	4.076
Ti	0.011	0.008	0.013	0.016	0.018	0.035	0.019	0.015	0.039	0.009	0.008	0.01	0
Fe2+	2.352	2.384	2.507	2.372	2.295	2.297	2.247	2.321	2.389	3.136	2.985	2.357	3.035
Mg	0.156	0.183	0.194	0.179	0.152	0.149	0.16	0.166	0.299	0.172	0.147	0.009	0.184
Mn	0.959	0.869	0.749	0.832	0.966	0.966	0.97	0.933	0.77	1.01	1.193	1.637	0.983
Ca	2.489	2.507	2.522	2.641	2.554	2.538	2.619	2.625	2.524	1.597	1.652	1.854	1.649
Na	0.009	0	0	0	0.012	0	0	0	0	0	0.018	0.006	0.021
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>													
Almandine	39.428	40.107	41.983	39.38	nd	38.609	37.473	38.392	39.935	53.018	nd	40.203	nd
Grossulaire	41.723	42.19	42.232	43.839	nd	42.653	43.68	43.422	42.197	26.998	nd	31.616	nd
Pyrope	2.615	3.079	3.243	2.976	nd	2.502	2.677	2.748	4.99	2.914	nd	0.153	nd
Spessartine	16.083	14.624	12.542	13.806	nd	16.236	16.17	15.437	12.878	17.07	nd	27.924	nd
mg	6.22	7.13	7.18	7.02	6.21	6.09	6.65	6.67	11.12	5.2	4.69	0.38	5.72

FELDSPATH POTASSIQUE

N° Analyse	6.1	29.1	45	53	32.3	33.3	34.3	35.3	36.3	37.3	38.3	39.3
Echantillon	CP01	CP13	MD27	MD27	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2
Faciès	GDT	GDT	GRT	GRT	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	b	i	i	i	i	i	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	63.131	64.509	63.74	64.08	63.45	63.46	63.25	66.62	63.59	63.38	64.17	63.09
TiO2	0	0.04	0	0.01	0	0.05	0	0.08	0	0	0.05	0
Al2O3	18.566	18.416	18.83	18.67	18.76	18.63	18.61	19.42	18.62	18.71	18.89	18.7
FeO	0.037	0.055	0.01	0	0.11	0.08	0	0.01	0	0	0.03	0.04
MnO	0.02	0.051	0	0.01	0.04	0.05	0	0	0	0.04	0.03	0.01
MgO	0.023	0.037	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.791	0.883	0.9	0.94	0.84	0.91	0.96	5.48	0.67	0.84	0.85	0.67
K2O	15.522	15.259	15.02	14.79	15.47	15.4	15.48	8.3	15.29	15.39	15.62	15.07
Total	98.09	99.25	98.5	98.5	98.67	98.58	98.3	99.91	98.17	98.37	99.64	97.58
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	11.895	11.975	11.911	11.954	11.882	11.893	11.891	11.955	11.934	11.894	11.893	11.907
Al	4.12	4.026	4.144	4.102	4.137	4.112	4.12	4.104	4.115	4.135	4.123	4.156
Ti	0	0.006	0	0.001	0	0.007	0	0.011	0	0	0.007	0
Fe2+	0.006	0.009	0.002	0	0.017	0.013	0	0.002	0	0	0.005	0.006
Mn	0.003	0.008	0	0.002	0.006	0.008	0	0	0	0.006	0.005	0.002
Mg	0.006	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.289	0.318	0.326	0.34	0.305	0.331	0.35	1.907	0.244	0.306	0.305	0.245
K	3.731	3.614	3.581	3.52	3.696	3.682	3.713	1.9	3.661	3.684	3.693	3.629
Total	20.05	19.966	19.964	19.919	20.043	20.046	20.074	19.879	19.954	20.028	20.031	19.945
<u>End members</u>												
Ab	7.2	8.1	8.3	8.8	7.6	8.2	8.6	50.1	6.2	7.7	7.6	6.3
An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	92.8	91.9	91.7	91.2	92.4	91.8	91.4	49.9	93.8	92.3	92.4	93.7

ZIRCON

N° Analyse	1.12	2.12	3.12	8.12	9.12	11.12	12.12	14.12	19.12	20.12	1	2	3
Echantillon	MD14	MD14	MD14	MD14	MD14	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A	MD62A	MD03A	MD03A	MD03A
Faciès	TON	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	TGD	TGD	TGD	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	b	c-hérité	b	c	b	c	c	c	c	b	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	32.20	32.08	32.18	31.72	32.02	32.33	32.02	32.10	31.95	32.09	31.75	32.16	32.06
P2O5	0.13	0.23	0.11	0.17	-	0.13	0.15	0.01	0	0.52	0.313	0.155	0.123
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0.003	0
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
CaO	0.02	0	0.04	0	0.06	0.02	0.05	0	0	0.01	0	0	0
HfO2	1.33	1.18	1.39	1.30	1.35	1.55	1.59	1.49	1.52	1.06	1.36	1.56	1.16
ZrO2	66.16	63.83	65.39	64.10	65.73	64.05	63.80	65.40	64.20	64.71	65.81	62.10	63.67
Y2O3	0.03	0.2	0.16	0.1	0.09	0	0	0.12	0.12	1.14	0.192	0.605	0.343
ThO2	0	0	0.01	0	0	0	0.02	0	0	0.15	0.021	0	0
UO2	0	0	0.02	0	0	0.17	0.08	0	0	0.31	0	0.099	0
Yb2O3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.075	0.035	0.063
Lu2O3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.034	0.014	0.017
Total	99.87	97.52	99.30	97.39	99.25	98.25	97.71	99.13	97.80	99.99	99.53	96.72	97.42
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.971	3.899	3.944	3.934	3.974	3.892	3.901	3.956	3.929	3.88	3.97	3.825	3.898
Si	3.963	4.018	3.981	3.992	3.97	4.029	4.016	3.982	4.01	3.946	3.928	4.063	4.024
P	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0.01	0.02	0	0	0.05	0.03	0.02	0.01
Al	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0	0
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.003	0	0.005	0	0.008	0.003	0.007	0	0	0.001	0	0	0
Y	0.002	0.013	0.011	0.007	0.006	0	0	0.008	0.008	0.075	0.013	0.041	0.023
Th	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0.004	0.001	0	0
U	0	0	0.001	0	0	0.005	0.002	0	0	0.008	0	0.003	0
Hf	0.047	0.042	0.049	0.047	0.048	0.055	0.057	0.053	0.054	0.037	0.048	0.056	0.042
Yb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.003	0.001	0.002
Lu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.001	0.001	0.001
Total	7.996	7.992	8.001	8.00.	8.006	7.994	8.004	8	8.002	8.001	7.994	8.01	8
Zr/Hf	43.43	47.23	41.07	43.05	42.51	36.08	35.03	38.32	36.88	53.3	42.16	34.71	47.88

ZIRCON

N° Analyse	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	i	i	i	b	c	b	c	c	c	i	b	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	32.03	31.67	31.96	31.86	31.58	32.11	32.21	31.54	31.91	30.93	31.83	31.77	31.86
P2O5	0.302	0.352	0.356	0.179	0.25	0.064	0.151	0.196	0.131	1.004	0.282	0	0.192
Al2O3	0	0	0	0	0	0.016	0.034	0	0	0	0	0	0.003
FeO	0	0.003	0.021	0	0	0	0.014	0	0.007	0.07	0.018	0	0.026
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
HfO2	1.09	1.08	1.51	1.46	1.49	1.28	1.39	1.40	0.92	1.91	1.76	1.56	1.23
ZrO2	62.21	60.98	62.63	61.48	63.32	64.06	62.66	61.42	62.75	59.38	62.93	61.41	62.00
Y2O3	0.925	1.075	0.194	0.821	0.172	0.022	0.367	0.776	0	1.517	0.389	0.022	0.216
ThO2	0.128	0.028	0.092	0	0.107	0.021	0	0.107	0	0.085	0.114	0	0.036
UO2	0.096	0.158	0.284	0.192	0.074	0.122	0.007	0.074	0	0.581	0.298	0.081	0
Yb2O3	0.214	0.135	0.075	0.148	0.138	0.202	0.071	0.14	0.033	0.333	0.094	0.04	0.092
Lu2O3	0.059	0.052	0.021	0.035	0.055	0.012	0.246	0.01	0	0.08	0.085	0.055	0.075
Total	97.00	95.49	97.13	96.14	97.13	97.90	96.90	95.65	95.75	95.81	97.71	94.88	95.65
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.823	3.8	3.847	3.816	3.903	3.912	3.845	3.835	3.89	3.714	3.859	3.851	3.852
Si	4.037	4.047	4.027	4.055	3.991	4.012	4.053	4.038	4.057	3.967	4.003	4.085	4.059
P	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.11	0.03	0	0.02
Al	0	0	0	0	0	0.002	0.005	0	0	0	0	0	0
Fe2	0	0	0.002	0	0	0	0.001	0	0.001	0.008	0.002	0	0.003
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	0.062	0.073	0.013	0.056	0.012	0.001	0.025	0.053	0	0.103	0.026	0.002	0.015
Th	0.004	0.001	0.003	0	0.003	0.001	0	0.003	0	0.002	0.003	0	0.001
U	0.003	0.004	0.008	0.005	0.002	0.003	0	0.002	0	0.017	0.008	0.002	0
Hf	0.039	0.039	0.054	0.053	0.054	0.046	0.05	0.051	0.033	0.07	0.063	0.057	0.045
Yb	0.008	0.005	0.003	0.006	0.005	0.008	0.003	0.005	0.001	0.013	0.004	0.002	0.004
Lu	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0	0.009	0	0	0.003	0.003	0.002	0.003
Total	8.008	8.011	7.998	8.012	8.002	8.004	8.011	8.007	7.992	8.007	8.001	8.001	8.002
Zr/Hf	50.02	49.25	36.19	36.79	37.11	43.59	39.42	38.44	59.42	27.13	31.25	34.37	44.19

ZIRCON

N° Analyse	48.8	49.8	50.8	52.8	53.8	54.8	1.9	2.9	3.9	4.9	5.9	6.9	7.9
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	i	b	c	i	b	c	b	c	c	c	i	i
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	31.33	31.24	31.84	31.54	31.31	31.42	32.15	32.22	31.98	32.06	30.84	30.26	29.64
P2O5	0.395	0.268	0.282	0.42	0.417	0.385	0.222	0.211	0.136	0.247	0.872	1.742	2.088
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0	0	0	0
FeO	0	0.022	0.005	0.017	0.02	0.02	0.007	0.018	0	0	0.045	0.009	0.015
CaO	0.002	0.014	0.021	0.058	0.003	0.01	0	0	0	0	0	0	0
HfO2	1.03	1.49	1.48	2.20	1.57	1.66	1.30	1.46	1.27	1.26	1.87	1.81	1.92
ZrO2	62.95	66.05	64.66	65.01	64.52	65.15	64.01	64.06	63.41	64.08	62.30	62.32	58.12
Y2O3	1.24	0.382	0.394	0.167	1.035	0.435	0.236	0.108	0.472	0	2.235	2.607	4.191
ThO2	0.233	0	0	0.011	0.143	0.05	0.011	0.036	0	0.025	0.007	0.17	0.241
UO2	0.123	0.107	0	0.45	0.651	0.192	0	0.16	0	0.007	0.75	0.839	1.072
Yb2O3	0	0	0	0	0	0	0.101	0.122	0.083	0.155	0.32	0.409	0.615
Lu2O3	0	0	0	0	0	0	0.074	0.014	0.022	0.041	0.155	0.087	0.2
Total	97.30	99.58	98.69	99.87	99.66	99.32	98.03	98.39	97.35	97.84	99.24	100.16	97.90
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.876	4.004	3.923	3.93	3.916	3.952	3.895	3.891	3.888	3.907	3.806	3.776	3.605
Si	3.956	3.884	3.963	3.909	3.897	3.908	4.012	4.014	4.021	4.009	3.863	3.76	3.77
P	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.09	0.18	0.22
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0	0	0.005	0.001	0.002
Ca	0	0.002	0.003	0.008	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Y	0.083	0.025	0.026	0.011	0.068	0.029	0.016	0.007	0.032	0	0.149	0.172	0.283
Th	0.007	0	0	0	0.004	0.001	0	0.001	0	0.001	0	0.005	0.007
U	0.003	0.003	0	0.012	0.018	0.005	0	0.004	0	0	0.021	0.023	0.03
Hf	0.037	0.053	0.053	0.078	0.056	0.0059	0.046	0.052	0.045	0.045	0.067	0.064	0.07
Yb	0	0	0	0	0	0	0.004	0.005	0.003	0.006	0.012	0.015	0.024
Lu	0	0	0	0	0	0	0.003	0.001	0.001	0.002	0.006	0.003	0.008
Total	7.992	8.003	8.003	7.993	8.003	7.998	7.997	7.997	8	8	8.019	7.999	8.019
Zr/Hf	53.46	38.68	38.04	25.81	36	34.31	42.89	38.41	43.7	44.48	29.12	30.13	26.39

ZIRCON

N° Analyse	8.9	9.9	10.9	11.9	12.9	13.9	22.12	25.12	27.12	28.12	29.12	30.12	15.9
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD03A	MD80	MD80	MD80	MD80	MD80	MD80	MD03B
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	ENC
Position	i	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	31.27	31.86	31.97	32.30	31.66	32.37	32.07	32.21	31.88	31.31	32.05	32.06	32.04
P2O5	0.391	0.241	0.28	0.038	0.513	0.227	0.35	0.24	0.19	0.15	0.24	0.35	0.075
Al2O3	0	0	0	0	0	0.003	0	0.02	0	0	0	0	0
FeO	0.021	0.011	0.038	0.019	0.008	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.007
CaO	0	0	0	0	0	0	0.08	0.02	0	0	0	0.02	0
HfO2	1.48	1.63	1.54	1.04	1.72	1.35	1.39	1.16	1.58	1.06	1.57	1.11	0.98
ZrO2	65.64	67.32	65.94	65.55	64.90	66.90	65.31	65.14	65.94	63.76	68.34	67.72	65.86
Y2O3	0.939	0.598	0.46	0.203	0.547	0.192	0.64	0.16	0.29	1.17	0.05	0.48	0.139
ThO2	0	0	0	0.025	0	0.103	0.04	0.03	0.13	0.2	0.02	0.12	0
UO2	0.43	0.137	0.115	0	0.033	0	0	0	0	0.1	0.05	0.03	0.022
Yb2O3	0.192	0.091	0.147	0.04	0.088	0.069	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.116
Lu2O3	0.038	0.058	0.035	0.05	0.058	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0
Total	100.35	101.89	100.49	99.21	99.47	101.22	99.88	98.98	100.01	97.75	102.32	101.89	99.24
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.961	3.997	3.95	3.952	3.919	3.97	3.92	3.93	3.968	3.923	4.032	4.002	3.977
Si	3.87	3.878	3.927	3.993	3.921	3.94	3.948	3.985	3.934	3.951	3.878	3.886	3.968
P	0.04	0.02	0.03	0	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01
Al	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0	0	0	0	0
Fe2	0.002	0.001	0.004	0.002	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0.001
Ca	0	0	0	0	0	0	0.011	0.003	0	0	0	0.003	0
Y	0.062	0.039	0.03	0.013	0.036	0.012	0.042	0.011	0.019	0.078	0.003	0.031	0.009
Th	0	0	0	0.001	0	0.003	0.001	0.001	0.004	0.006	0.001	0.003	0
U	0.012	0.004	0.003	0	0.001	0	0	0	0	0.003	0.001	0.001	0.001
Hf	0.052	0.057	0.054	0.037	0.061	0.047	0.049	0.041	0.056	0.038	0.054	0.038	0.035
Yb	0.007	0.003	0.006	0.002	0.003	0.003	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.004
Lu	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0
Total	8.007	8.001	8.005	8.002	7.994	7.995	8.011	8.004	8.001	8.019	7.989	8.004	8.005
Zr/Hf	38.85	36.15	37.38	55.25	33	43.4	41.02	49.03	36.44	52.52	38	53.27	58.62

ZIRCON

N° Analyse	16.9	17.9	18.9	19.9	20.9	21.9	22.9	23.9	24.9	25.9
Echantillon	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B	MD03B
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	c	c	c	i	b	c
<u>Oxydes (%)</u>										
SiO2	32.49	31.51	30.22	32.53	32.02	31.93	33.02	32.34	32.32	31.90
P2O5	0.094	0.672	0.589	0.122	0	0.146	0.007	0	0.009	0.087
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0.014	0.036	0.018	0.014	0	0.024	0.005	0.006	0.025	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
HfO2	0.84	1.80	1.64	0.95	0.86	0.77	0.88	0.94	1.03	0.91
ZrO2	64.65	62.25	58.13	64.05	62.40	63.10	63.94	64.73	65.63	62.85
Y2O3	0.588	1.284	1.818	0.204	0.707	1.198	0.419	0.054	0.342	0.375
ThO2	0.181	0.099	0.188	0.018	0.124	0.45	0.163	0.448	0.16	0.05
UO2	0.249	0.633	0.768	0.101	0.098	0.383	0.094	0.063	0.197	0.024
Yb2O3	0.151	0.276	0.346	0.115	0	0.249	0.224	0.067	0.127	0.063
Lu2O3	0.052	0.066	0.115	0.088	0.058	0.015	0.041	0.045	0.055	0.023
Total	99.26	98.56	93.72	98.11	96.22	98.25	98.75	98.65	99.84	96.26
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>										
Zr	3.896	3.803	3.735	3.885	3.861	3.857	3.852	3.925	3.945	3.886
Si	4.015	3.948	3.983	4.046	4.064	4.003	4.08	4.021	3.984	4.045
P	0.01	0.07	0.07	0.01	0	0.02	0	0	0	0.01
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	0.001	0.004	0.002	0.001	0	0.003	0.001	0.001	0.003	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y	0.039	0.086	0.127	0.013	0.048	0.08	0.028	0.004	0.022	0.025
Th	0.005	0.003	0.006	0.001	0.004	0.013	0.005	0.013	0.004	0.001
U	0.007	0.018	0.023	0.003	0.003	0.011	0.003	0.002	0.005	0.001
Hf	0.03	0.064	0.062	0.034	0.031	0.028	0.031	0.033	0.036	0.033
Yb	0.006	0.011	0.014	0.004	0	0.01	0.008	0.003	0.005	0.002
Lu	0.002	0.002	0.005	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Total	8.011	8.009	8.027	8	8.013	8.026	8.01	8.004	8.006	8.004
Zr/Hf	67.12	30.28	30.91	58.81	63.21	71.36	63.29	60.19	55.74	60.1

EPIDOTE

N° Analyse	1	21	23	9.5	14.5	24.5	25.5	26.5	27.5	28.5	31.5	32.5
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD61.2	MD61.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD69.2
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes</u>												
SiO2	36.02	36.23	36.43	38.56	37.95	38.96	38.35	38.67	38.6	39.16	38.27	38.9
TiO2	0.14	0.17	0.15	0.21	0.07	0.09	0.15	0.2	0.31	0.17	0.14	0.16
Al2O3	26.59	26.94	29.37	27.67	26.43	27.97	27.5	27.42	27.25	28.12	26.88	27.89
FeO	8.17	7.66	5.61	7.47	8.33	7.04	6.61	6.76	7.38	6.34	7.65	6.39
MnO	0	0	0	0.16	0.07	0.12	0.13	0.2	0.22	1.04	0.19	0.11
MgO	0	0	0.04	0	0.03	0	0.06	0	0.02	0.03	0.01	0.02
CaO	23.36	23.59	23.88	23.89	23.3	23.48	23.79	23.8	23.86	23.74	23.59	23.76
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0.02	0.01	0	0
K2O	0	0	0	0	0.02	0.01	0.08	0	0	0	0	0
Total	94.28	94.59	95.48	97.96	96.2	97.67	96.67	97.17	97.66	98.61	96.73	97.23
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 12.5 oxygènes</u>												
Si	2.913	2.917	2.888	2.985	2.997	3.013	3.004	3.014	2.999	3.01	3.002	3.021
AlIV	0.087	0.083	0.112	0.015	0.003	0	0	0	0.001	0	0	0
AlVI	2.446	2.472	2.63	2.508	2.455	2.548	2.537	2.517	2.492	2.545	2.484	2.551
Fe3+	0.55	0.52	0.37	0.48	0.55	0.45	0.43	0.44	0.48	0.41	0.5	0.41
Ti	0.009	0.01	0.009	0.012	0.004	0.005	0.009	0.012	0.018	0.01	0.008	0.009
Mg	0	0	0.005	0	0.004	0	0.007	0	0.002	0.003	0.001	0.002
Mn	0	0	0	0.01	0.005	0.008	0.009	0.013	0.014	0.068	0.013	0.007
Na	0	0	0	0	0	0	0	0.018	0.003	0.001	0	0
Ca	2.024	2.035	2.028	1.982	1.972	1.946	1.997	1.987	1.986	1.955	1.983	1.977
K	0	0	0	0	0.002	0.001	0.008	0	0	0	0	0
Total	8.029	8.037	8.042	7.992	7.992	7.971	8.001	8.001	7.995	8.002	7.991	7.977
Pistacite	17.8	16.9	11.9	16	18.3	15	14.5	14.9	16.1	13.9	16.8	13.8

EPIDOTE

N° Analyse	34.5	40.5	41.5	61.5	63.5	64.5	65.5	67.5	15.5	18.5
Echantillon	MD69.2	MD69.2	MD69.2	MD64A	MD64A	MD64A	MD64A	MD64A	MD61D1.1	MD61D1.1
Faciès	GDT	GDT	GDT	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	ENC	ENC
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes</u>										
SiO2	38.74	38.35	38.54	38.46	38.02	37.5	37.94	38.19	38.17	38.39
TiO2	0.16	0.11	0.19	0.28	0.27	0.09	0.23	0.24	0.12	0.15
Al2O3	28.04	27.38	26.98	27.73	27.19	26.95	27.58	24.97	27.25	26.81
FeO	6.49	7.88	7.71	6.64	7.1	7.59	6.94	9.44	7.17	7.77
MnO	0.1	0.17	0.13	0.29	0.39	0.4	0.24	0.26	0.72	0.16
MgO	0.01	0.05	0	0.01	0.05	0	0	0	0	0
CaO	23.94	23.37	23.32	23.9	23.37	23.09	23.82	23.51	23.81	23.69
Na2O	0	0.03	0	0.02	0.04	0.02	0	0.01	0	0.05
K2O	0.01	0.01	0.04	0	0	0	0	0.02	0	0
Total	97.49	97.35	96.91	97.33	96.43	95.64	96.75	96.64	97.24	97.02
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 12.5 oxygènes</u>										
Si	3.004	2.988	3.014	2.994	2.991	2.978	2.975	3.018	2.985	3.004
AlIV	0	0.012	0	0.006	0.009	0.022	0.025	0	0.015	0
AlVI	2.561	2.5	2.484	2.536	2.51	2.498	2.522	2.324	2.495	2.471
Fe3+	0.42	0.51	0.5	0.43	0.47	0.5	0.45	0.62	0.47	0.51
Ti	0.009	0.006	0.011	0.016	0.016	0.005	0.014	0.014	0.007	0.009
Mg	0.001	0.006	0	0.001	0.006	0	0	0	0	0
Mn	0.007	0.011	0.009	0.019	0.026	0.027	0.016	0.017	0.048	0.011
Na	0	0.005	0	0.003	0.006	0.003	0	0.002	0	0.008
Ca	1.989	1.951	1.954	1.993	1.97	1.965	2.001	1.991	1.995	1.986
K	0.001	0.001	0.004	0	0	0	0	0.002	0	0
Total	7.992	7.99	7.976	7.998	8.004	7.998	8.003	7.988	8.015	7.999
Pistacite	14.1	16.9	16.8	14.5	15.7	16.6	15	21.1	15.8	17.1

ALLANITES

N° Analyse	1.9	2.9	3.9	5.9	6.9	7.9	8.9	9.9
Echantillon	MD64A	MD64A	MD64A	MD64A	MD64A	MD61A	MD03A	MD03A
Faciès	GRT	GRT	GRT	GRT	GRT	GDT	GDT	GDT
Position	c	i	b	c	b	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>								
SiO2	31.17	31.35	31.16	31.40	31.62	32.01	31.40	31.70
TiO2	0.79	0.91	0.85	0.75	0.90	0.69	0.38	0.41
Al2O3	18.24	18.01	18.15	18.52	18.00	17.76	19.27	19.18
FeO	13.88	13.80	13.95	13.58	13.92	10.17	12.17	12.29
MnO	0.53	0.39	0.27	0.58	0.25	0.71	0.59	0.62
MgO	0.47	0.47	0.59	0.41	0.56	0.68	0.86	0.74
CaO	11.18	11.24	11.31	11.32	11.13	12.67	10.00	9.86
ThO2	0.534	0.593	1.003	0.645	0.661	2.512	1.434	1.135
Y2O3	0	0	0.316	0.084	0.264	0.46	0.415	0.426
La2O3	5.995	5.552	5.603	5.66	5.562	4.253	5.571	5.418
Ce2O3	10.99	11.04	10.678	10.567	10.804	9.515	10.941	11.308
Pr2O3	0.983	1.016	0.745	1.075	0.992	0.983	1.108	1.031
Nd2O3	3.408	3.865	3.922	3.299	3.99	4.016	4.332	4.493
Sm2O3	0.364	0.442	0.481	0.328	0.763	0.612	0.686	0.536
Total	98.55	98.68	99.01	98.22	99.41	97.04	99.14	99.15
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 12.5 oxygènes</u>								
Si	2.937	2.951	2.928	2.949	2.958	3.025	2.941	2.964
AlIV	0.063	0.049	0.072	0.051	0.042	0	0.059	0.036
AlVI	1.961	1.948	1.937	1.998	1.941	1.977	2.066	2.075
Ti	0.056	0.064	0.06	0.053	0.064	0.049	0.026	0.029
Mg	0.066	0.067	0.082	0.057	0.079	0.096	0.12	0.103
Fe2	1.094	1.086	1.097	1.067	1.089	0.804	0.954	0.961
Mn	0.042	0.031	0.021	0.046	0.02	0.057	0.047	0.049
Y	0	0	0.016	0.004	0.013	0.023	0.021	0.021
Ca	1.129	1.133	1.138	1.139	1.115	1.283	1.003	0.987
Th	0.011	0.013	0.021	0.014	0.014	0.054	0.031	0.024
Ce	0.379	0.38	0.367	0.363	0.37	0.329	0.375	0.387
La	0.208	0.193	0.194	0.196	0.192	0.148	0.192	0.187
Pr	0.034	0.035	0.025	0.037	0.034	0.034	0.038	0.035
Nd	0.115	0.13	0.132	0.111	0.133	0.135	0.145	0.15
Sm	0.012	0.014	0.016	0.011	0.025	0.02	0.022	0.017
Total	8.107	8.094	8.106	8.096	8.089	8.034	8.04	8.025

APATITE

N° Analyse	4.12	5.12	7.12	10.12	13.12	17.12	18.12	2	3	4	5	6	7
Echantillon	MD14	MD14	MD14	MD14	MD62A	MD62A	MD62A	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01
Faciès	TON	TON	TON	TON	TGD	TGD	TGD	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	0.24	0.27	0.25	0.32	0.18	0.92	0.27	0.45	0.15	0.24	0.14	0.24	0.13
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.17	0.12	0.39	0.07	0.05	0.12
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.1	0.07	0.08	0.06	0
Al2O3	0.01	0.01	0	0	0.02	0.1	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0.04	0
CaO	54.43	54.01	54.35	53.63	54.61	53.57	54.54	53.91	54.81	54.77	55.15	55.35	55.2
P2O5	37.45	36.62	37.66	38.11	37.61	38.68	37.45	41.29	41.29	41.7	42.06	43.03	41.61
F	3.1	2.19	2.68	2.69	1.97	3.11	3.49	3.7	4.43	3.13	4.13	3.54	3.55
Cl	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.05	0	0	0.02	0.01
Total	95.23	93.1	94.94	94.75	94.39	96.38	95.77	99.53	100.96	100.3	101.65	102.33	100.62
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 26 oxygènes</u>													
Fe2+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.025	0.018	0.057	0.01	0.007	0.018
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.015	0.01	0.012	0.009	0
Ca	10.981	11.068	10.936	10.766	10.983	10.563	10.988	10.271	10.414	10.322	10.342	10.21	10.42
Si	0.045	0.052	0.047	0.06	0.034	0.169	0.051	0.08	0.027	0.042	0.025	0.041	0.023
P	5.97	5.93	5.988	6.045	5.977	6.027	5.962	6.216	6.199	6.21	6.232	6.272	6.207
Total	16.996	17.05	16.971	16.871	16.994	16.759	17.001	16.592	16.673	16.641	16.621	16.539	16.668

SPHENE

N° Analyse	60	61	67	2.1	3.1	4.1	5.1	7.1	8.1	6.5	103.3	20.5
Echantillon	MD03A	MD03A	MD03A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61A	MD61.2	MD61D1.2	MD61D1.2
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	30.5	30.3	30.21	30.61	30.79	31.23	31.04	30.79	31.27	31.04	29.9	31.15
TiO2	35.76	35.48	35.05	37.23	36.71	37.33	37.34	37.79	33.88	36.66	37.54	36.48
Al2O3	2.95	2.95	3.1	1.81	1.95	2.37	1.84	1.54	3.8	2.42	1.55	2.4
Fe2O3	0.53	0.47	0.43	0.71	0.58	0.38	0.39	0.59	0.49	0.5	0.43	0.51
MnO	0.04	0.06	0.06	0.05	0.13	0	0.02	0.06	0.14	0.13	0.04	0.08
MgO	0.02	0.01	0.01	0.06	0	0.01	0.02	0	0	0.01	0	0.05
CaO	28.05	28.22	28.12	27.94	27.8	28.53	28.24	28.01	28.56	28.91	28.46	28.93
Na2O	0	0	0.01	0	0	0.03	0	0	0.02	0.03	0	0.07
K2O	0.01	0	0.02	0.2	0.02	0.01	0	0.09	0	0	0.05	0.04
Total	97.86	97.49	97.01	98.61	97.98	99.89	98.89	98.87	98.16	99.7	97.97	99.71
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 20 oxygènes</u>												
Si	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al	0.456	0.459	0.483	0.279	0.298	0.357	0.279	0.236	0.572	0.367	0.244	0.363
Ti	3.528	3.523	3.491	3.659	3.587	3.596	3.62	3.693	3.26	3.554	3.778	3.523
Mg	0.004	0.002	0.002	0.012	0	0.002	0.004	0	0	0.002	0	0.01
Fe3+	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
Mn	0.004	0.007	0.007	0.006	0.014	0	0.002	0.007	0.015	0.014	0.005	0.009
Na	0	0	0.003	0	0	0.007	0	0	0.005	0.007	0	0.017
Ca	3.941	3.992	3.989	3.912	3.87	3.915	3.9	3.899	3.914	3.992	4.079	3.98
K	0.002	0	0.003	0.033	0.003	0.002	0	0.015	0	0	0.009	0.007
Total	11.985	12.033	12.018	11.971	11.832	11.919	11.845	11.91	11.816	11.986	12.155	11.959

SPHENE

N° Analyse	18.3	19.3	30.3	31.3	82.3	83.3	143.2	74.2	75.2
Echantillon	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD62B2	MD61C1	MD61C1	MD03B	MD05A	MD05A
Faciès	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ENC	ST	ST
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>									
SiO2	30.56	30.08	29.88	30.21	30.56	30.61	29.3	29.11	28.74
TiO2	36.15	36.5	35.77	37.79	36.66	36.79	35.53	39.04	39.02
Al2O3	1.99	2.49	2.4	1.95	2.23	2.44	2.91	1.37	1.25
Fe2O3	0.4	0.45	0.47	0.34	0.4	0.41	0.36	0.17	0.15
MnO	0.05	0	0	0.03	0.04	0.09	0.07	0.1	0.09
MgO	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0
CaO	28.14	28.77	27.66	28.14	28.77	28.03	27.07	28.6	28.67
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	0	0.05	0	0.01	0.01	0.02	0	0	0
Total	97.29	98.34	96.18	98.47	98.68	98.4	95.24	98.39	97.92
<u>Cations (a./f.u.)</u>									
Si	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al	0.307	0.39	0.378	0.304	0.344	0.376	0.468	0.222	0.205
Ti	3.559	3.651	3.602	3.764	3.609	3.617	3.649	4.035	4.085
Mg	0	0	0	0	0.002	0.002	0	0	0
Fe3+	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02
Mn	0.006	0	0	0.003	0.004	0.01	0.008	0.012	0.011
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	3.946	4.099	3.968	3.992	4.035	3.925	3.96	4.21	4.275
K	0	0.008	0	0.002	0.002	0.003	0	0	0
Total	11.858	12.188	11.998	12.095	12.036	11.973	12.125	12.499	12.596

APATITE

N° Analyse	8	9	10	11	12	13	14	21.12	23.12	24.12	26.12
Echantillon	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	CP01	MD80	MD80	MD80	MD80
Faciès	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GDT	GRT	GRT	GRT	GRT
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	0.15	0.12	0.23	0.11	0.11	0.15	0.13	0.36	0.1	0.26	0.17
FeO	0.12	0.16	0.08	0.03	0.01	0.04	0.22	nd	nd	nd	nd
MnO	0.53	0.09	0.14	0.06	0.04	0.09	0.39	nd	nd	nd	nd
Al2O3	0.14	0	0	0.01	0	0	0.09	0	0.01	0	0.03
CaO	54.64	55.12	55.18	55.24	55.17	55.55	55.03	56.28	56.1	55.21	54.57
P2O5	42.25	42.66	41.93	41.7	42.11	41.95	42.19	40.48	39.17	39.67	39.96
F	2.88	3.4	3.94	3.47	3.25	3.25	4.37	2.57	2.52	2.78	4.93
Cl	0.03	0	0.03	0.03	0.04	0	0.01	nd	nd	nd	nd
Total	100.74	101.55	101.53	100.65	100.73	101.03	102.43	99.69	97.9	97.92	99.66
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 26 oxygènes</u>											
Fe2+	0.018	0.023	0.012	0.004	0.001	0.006	0.032	nd	nd	nd	nd
Mn	0.078	0.013	0.021	0.009	0.006	0.013	0.058	nd	nd	nd	nd
Ca	10.211	10.25	10.35	10.414	10.349	10.405	10.275	10.687	10.911	10.707	10.598
Si	0.026	0.021	0.04	0.019	0.019	0.026	0.023	0.064	0.018	0.047	0.031
P	6.239	6.269	6.215	6.212	6.242	6.209	6.225	6.074	6.02	6.079	6.132
Total	16.572	16.576	16.638	16.658	16.617	16.659	16.613	16.825	16.949	16.833	16.761

Annexe 05

Analyses chimiques des roches et des minéraux de la suite Urucum

GRANITES A MEGAFELDSPATH

Echantillon	MD23	MD37	MD41A	MD53	MD54	MD55	MD56	MD57
<u>Oxydes (%)</u>								
SiO2	70.7	71.95	72.04	72.49	71.59	71.13	71.5	73.02
TiO2	0.27	0.3	0.33	0.25	0.25	0.3	0.34	0.17
Al2O3	15.1	14.1	14.25	14.16	14.61	14.32	14.33	13.66
Fe2O3T	2.24	2.16	2.34	1.97	1.89	2.17	2.44	1.58
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05
MgO	0.76	0.76	0.9	0.61	0.71	0.85	0.81	0.48
CaO	0.58	0.9	1.05	0.77	0.92	0.99	1.05	1.18
Na2O	2.23	3.14	3.19	3.97	4.44	3.74	4.33	4.07
K2O	5.74	4.58	5.03	3.61	4.38	4.78	3.52	4.12
P2O5	0.2	0.21	0.28	0.31	0.22	0.19	0.21	0.13
LOI	1.7	1.03	0.66	0.95	0.89	0.74	0.82	0.63
Total	99.56	99.17	100.1	99.13	99.94	99.25	99.38	99.09
ACNK	1.38	1.2	1.13	1.2	1.07	1.09	1.12	1.03
<u>Traces (ppm)</u>								
Ba	357	236	338	83.7	188	244	336	95.2
Rb	262	254.7	219.4	207.3	205.8	241.3	204.8	234.7
Sr	69.8	59.7	82.7	38.6	61.8	69	84.6	47.6
Y	6.35	9.96	8.1	7.84	7.7	8.87	8.19	9.89
Zr	117	104.7	117.4	84.9	100.7	111	143.4	82.8
Nb	12.1	15.4	23.5	45.4	15	16.3	16	17.5
Th	10.6	13	14.3	9.48	12.4	14.8	20.5	12.1
Pb	30.1	23.1	29.1	25	33.8	26.5	26.8	27.6
Ga	20.6	20.9	19.7	20.1	20.5	19.9	19.2	17.9
Zn	55.7	65.5	58.3	63.1	48.9	54.7	63	38.6
Cu	8.04	6.89	10.9	<2	0.44	2.68	8.29	4.1
Ni	6.49	9.11	8.74	5.32	6.07	8.69	8.8	4.51
V	24.4	24.1	28.1	14.3	15.3	22.1	23.5	11.4
Cr	14	17.3	22	10.8	11.2	15.8	15.8	7.51
Hf	3.67	2.87	3.35	3.09	3.51	2.98	4.2	3.14
Cs	26.9	10.8	18.1	12.2	8.9	12.6	17.8	18.7
Sc	3.98	4.61	4.45	3.45	3.03	3.97	4.25	3.54
Ta*	-	1.57	1.11	-	-	-	-	-
Co	4.83	5	5.38	3.3	3.82	5.09	5.62	2.76
Li	131	74.5	87.7	81.2	81.3	79.2	107	91.5
Be	5.77	3.75	3.92	3.95	3.87	3.12	4.13	6.07
U	3.7	4.4	3.3	<3	4.3	4.7	5	5.8
W	4.1	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	11	13.4	6.8	15.3	10.5	10.6	10.2	17.6
<u>ETR (ppm)</u>								
La	29.6	25.02	26	17.57	22.87	28.74	31.5	19.5
Ce	64.2	52.9	54.4	36.85	48.36	61.41	62.5	41.54
Nd	28.6	24.5	23.6	20.22	25.79	21.81	40.8	19.64
Sm	5.73	4.9	5.1	4.74	5.57	6.73	7.42	4.17
Eu	0.62	0.61	0.74	0.39	0.54	0.68	0.75	0.34
Gd	4.67	4.82	4.23	3.8	3.6	4.53	-	2.9
Tb	-	0.47	0.45	-	-	-	-	-
Dy	2.46	2.8	2.27	2.36	2.13	2.52	2.02	2.11
Er	0.74	0.39	0.76	0.54	0.58	0.35	-	0.79
Yb	0.57	0.76	0.67	0.39	0.49	0.76	0.83	0.71
Lu	-	0.13	0.12	-	-	-	-	-

* Analyses exécutées par Activation Neutronique (AN).

GRANITES A GRAIN MOYEN A GROSSIER

	MD07.1	MD07.2	MD19	MD22
<u>Oxydes (%)</u>				
SiO2	72.9	70.98	73	72.9
TiO2	0.15	0.13	0.15	0.19
Al2O3	13.9	15.09	14.3	14.4
Fe2O3T	2.12	1.38	2.14	1.5
MnO	0.05	0.03	0.04	0.02
MgO	0.54	0.4	0.54	0.59
CaO	1.45	1.67	1.69	0.68
Na2O	3	4.29	3.17	2.73
K2O	3.8	4.64	3.85	4.63
P2O5	0.15	0.15	0.13	0.23
LOI	0.8	0.6	0.59	1.06
Total	98.86	99.36	99.6	98.93
ACNK	1.19	1	1.15	1.34
<u>Traces (ppm)</u>				
Ba	405	479	399	293
Rb	167	165	156	202
Sr	91.4	113.9	115	63
Y	10.9	8.34	9.99	7.58
Zr	90.8	65.5	92.4	85.3
Nb	9.82	43.4	9.5	11.9
Th	6.1	5.6	6.62	5.77
Pb	20.6	25.5	23.4	25.7
Ga	20.1	18	19	20.5
Zn	63.2	36.3	58	38.7
Cu	2.47	2.87	0.06	9.58
Ni	7.31	2.95	2.1	5.87
V	15.1	10.1	15.2	14.2
Cr	4.39	2.27	3.16	12.5
Hf	2.81	2.16	1.72	2.91
Cs	19.1	7.3	27.1	6.1
Sc	4.95	3.28	4.06	2.7
Ta*	-	1.3	-	-
Co	4.53	1.75	3.76	3.88
Li	141	75.2	182	79
Be	4.05	3.68	3.73	4.24
U	5.6	2.7	<3	7.9
W	6.2	<3	<3	5.7
Sn	12.3	10	9.3	9.1
<u>ETR (ppm)</u>				
La	15.6	18.7	7.15	17.6
Ce	33.1	39.8	39.2	37.1
Nd	16.8	17	9.01	16.3
Sm	3.85	4.4	2.12	3.52
Eu	0.51	0.92	0.54	0.5
Gd	3.65	3.92	2.47	3.13
Tb	-	0.51	-	-
Dy	2.35	2.17	1.97	1.86
Er	0.71	0.51	0.87	0.68
Yb	0.45	0.4	0.58	0.45
Lu	-	0.07	-	-

GRANITES A GRAIN MOYEN A GROSSIER

Echantillon	MD29	MD33	MD47	MD59	MD60	MD73A1	MD73A3	MD79
Oxydes (%)								
SiO2	73	72.34	71.68	72.43	72.79	73.77	72.12	73.15
TiO2	0.22	0.22	0.2	0.21	0.2	0.18	0.16	0.14
Al2O3	14.3	14.85	14.07	13.96	14.13	14.55	14.46	13.5
Fe2O3T	2.34	1.67	1.9	1.62	1.5	1.34	1.3	1.48
MnO	0.04	0.03	0.07	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04
MgO	0.75	0.57	0.59	0.49	0.43	0.48	0.42	0.3
CaO	1.03	0.8	1.69	1.38	1.33	0.97	0.9	1.28
Na2O	1.88	3.46	4.3	3.31	2.9	3.37	4.14	3.63
K2O	5.05	5.05	3.89	5.2	5.9	4.12	5.08	4.84
P2O5	0.18	0.29	0.11	0.11	0.11	0.26	0.28	0.1
LOI	0.66	0.83	0.5	0.49	0.53	1.15	0.71	0.54
Total	99.45	100.11	99	99.24	99.85	100.21	99.6	99
ACNK	1.37	1.18	0.98	1.03	1.04	1.24	1.04	1
Traces (ppm)								
Ba	370	219	243	308	394	464	245	181
Rb	181	242	173	242.1	235.5	129.1	230.3	233.2
Sr	87.1	56.1	104.3	80.1	84.9	89.7	60.9	56.2
Y	9.49	7.43	13	16.8	12.9	7.45	7.4	17.7
Zr	133	88.6	74.9	107.2	133.8	89.5	72.8	93
Nb	15.9	35.8	11.3	62.1	16.9	12	27.7	17.4
Th	11.2	7.75	4.57	15.7	22.6	9.85	6.93	14.1
Pb	27.4	30.5	25.2	28.6	31	49.7	29.6	29.8
Ga	17.4	19.9	16.9	18.1	17.3	16.9	17.9	18.6
Zn	55.8	57.6	36.4	36.6	39.4	38.2	51.5	35.3
Cu	<2	5.98	<2	11	<2	4.99	5.55	1.57
Ni	4.47	7.01	2.63	3.36	2.66	2.43	1.93	2.03
V	20.9	15.7	19.4	12	8.37	7.83	6.66	6.15
Cr	8.01	9.98	5.73	4.85	1.88	5.5	5.15	1.96
Hf	<3	2.38	2.51	2.81	3.35	2.86	2.51	2.51
Cs	18.4	22.6	19.5	16.1	9.3	5.4	17.7	17.5
Sc	4.32	3.02	5.45	4.73	3.48	2.59	2.51	4.13
Ta*	-	1.9	-	-	-	-	-	-
Co	4.92	4.25	3.43	3.25	3.4	2.49	2.8	2.59
Li	86.5	116	101	102	80.4	60.4	98	84.1
Be	3.74	3.91	2.81	3.82	1.65	2.33	3.17	4.82
U	3.7	4.5	<3	<3	<3	<3	9.2	<3
W	4.7	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sn	14.5	11.8	14.4	12.4	7.5	6.2	12.6	12.2
ETR (ppm)		AN*						
La	42.7	14.6	10.37	37.83	36.2	19.33	12.4	26.2
Ce	83.4	30.1	27.24	80.88	73.5	39.17	27.3	54.6
Nd	36.4	10	11.14	45.62	44.6	20.14	14.8	30.7
Sm	7.03	3.3	2.62	9.6	8.26	5.1	3.5	6.7
Eu	0.54	0.51	0.51	0.88	0.71	0.73	0.46	0.43
Gd	5.62	3.61	2.23	6.22	-	3.66	-	-
Tb	-	0.4	-	-	-	-	-	-
Dy	2.84	2.19	2.28	3.95	2.99	2.15	2.01	4.06
Er	1.07	0.47	1.27	1.44	-	0.54	-	-
Yb	0.75	0.48	1.49	1.17	1.13	0.34	0.46	1.87
Lu	-	0.08	-	-	-	-	-	-

GRANITES A TOURMALINE

	CP05	CP05A
	73.46	71.9
	0.1	0.11
	13.7	13.7
	1.05	1.22
	0.05	0.06
	0.22	0.25
	1.08	1.08
	4.28	3.85
	3.63	3.81
	0.19	0.23
	0.56	0.61
	98.32	96.82
	1.06	1.1
	217	216
	166	177
	49.7	62.6
	9.4	11.7
	47.4	65.2
	13	16.4
	5.39	5.5
	28	27.2
	18.6	19.2
	36.8	36.7
	0.8	<2
	3.94	4.8
	8.09	8.19
	3.66	4.68
	1.4	1.36
	27	<5
	3.03	3.01
	3.1	-
	3.21	2.39
	79.5	3.42
	3.58	3.41
	11.4	13.5
	<3	<3
	11.5	15.2
	AN*	
	11.2	13.9
	24.2	30
	14.3	12.3
	2.1	2.55
	0.46	0.54
	2.55	2.55
	0.36	-
	1.46	2.16
	-	0.8
	0.58	0.68
	0.1	-

* Analyses exe * Analyses executées par Activation Neutronique (AN).

Echantillon	GRANITES PEGMATOIDE		FILON (MD41B)
	MD05A	MD05C	MD41B
<u>Oxydes (%)</u>			
SiO2	73.13	73.76	71.78
TiO2	0.05	0.06	0.35
Al2O3	15.1	14.55	14.43
Fe2O3T	0.63	0.66	2.51
MnO	0.06	0.03	0.04
MgO	0.25	0.32	0.95
CaO	0.94	0.83	1.03
Na2O	4.04	4.13	3.3
K2O	4.64	5.07	4.76
P2O5	0.19	0.2	0.19
LOI	0.68	0.59	0.86
Total	99.71	100.2	100.2
ACNK	1.13	1.06	1.16
<u>Traces (ppm)</u>			
Ba	66.2	63	273.7
Rb	121.3	138.6	228.1
Sr	61.5	49.1	75.5
Y	5.93	4.19	13.5
Zr	32.5	25.7	127.8
Nb	10.5	24.9	15.3
Th	1.07	0.81	13.7
Pb	31.6	37.1	25.7
Ga	15.2	13.5	20.6
Zn	13.9	20.2	61.1
Cu	0.08	0.65	<2
Ni	1.42	0	9.9
V	0.07	0.52	-
Cr	0.37	-	-
Hf	0.71	0.71	5
Cs	<5	<5	21.4
Sc	4.29	3.18	-
Ta*	-	0.76	-
Co	0.75	0.8	-
Li	50.6	62.7	-
Be	2.63	2.17	-
U	-	2.7	<3
W	3.3	4	-
Sn	8.6	8.6	9.8
<u>ETR (ppm)</u>			
La	5.46	2.24	46.32
Ce	9.55	4.53	106.25
Nd	3.6	1.8	52.6
Sm	0.79	0.54	11.56
Eu	0.32	0.27	1.12
Gd	0.73	0.51	7.17
Tb	-	0.09	-
Dy	0.98	0.73	3.64
Er	0.64	0.3	0.98
Yb	1.23	0.55	0.73
Lu	-	0.09	-

* Analyses exe * Analyses executées par Activation Neutronique (AN).

BIOTITES

N° Analyse	2	3	4	18	20	22	63.4	67.4	68.4	69.4	77.4	78.4
Echantillon	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.15	35.22	35.11	34.85	35.27	35.13	35.09	35.12	34.67	35.39	35.51	35.57
TiO2	2.22	2.18	2.06	2.33	2.47	2.50	2.18	2.32	2.33	2.19	2.35	2.30
Al2O3	19.28	18.86	19.21	18.43	18.67	18.75	19.20	19.55	18.87	19.37	19.56	19.95
FeO	20.51	20.86	20.03	20.85	20.55	20.59	22.06	23.05	22.33	22.35	22.59	22.40
MnO	0.38	0.42	0.36	0.00	0.37	0.37	0.50	0.52	0.50	0.52	0.52	0.44
MgO	7.24	7.22	7.09	7.22	7.20	7.17	5.79	5.68	5.78	5.49	5.87	5.65
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.08	0.07	0.08	0.05	0.07	0.08	0.04	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00
K2O	9.37	9.25	9.11	9.26	9.31	9.31	9.50	9.54	9.28	9.09	9.34	9.44
F	0.61	0.51	0.46	0.45	0.63	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.24	94.09	93.05	92.99	93.91	93.91	94.39	95.81	93.80	94.46	95.74	95.75
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.443	5.472	5.486	5.478	5.483	5.465	5.473	5.418	5.453	5.502	5.456	5.456
AlIV	2.557	2.528	2.514	2.522	2.517	2.535	2.527	2.582	2.547	2.498	2.544	2.544
AlVI	0.959	0.923	1.021	0.89	0.901	0.9	1	0.97	0.948	1.049	0.995	1.06
Ti	0.259	0.255	0.242	0.276	0.289	0.293	0.256	0.269	0.276	0.256	0.272	0.265
Fe2+	2.656	2.71	2.617	2.741	2.672	2.679	2.878	2.974	2.937	2.906	2.903	2.873
Mn	0.05	0.055	0.048	0	0.049	0.049	0.066	0.068	0.067	0.068	0.068	0.057
Mg	1.671	1.672	1.651	1.692	1.669	1.663	1.346	1.306	1.355	1.272	1.345	1.292
Ca	0.002	0.002	0	0	0	0.002	0.005	0	0	0.003	0	0
Na	0.024	0.021	0.024	0.015	0.021	0.024	0.012	0.009	0.012	0.012	0	0
K	1.851	1.833	1.816	1.857	1.847	1.848	1.89	1.878	1.862	1.803	1.831	1.847
Total	15.472	15.471	15.419	15.471	15.448	15.458	15.453	15.474	15.457	15.369	15.414	15.394
mg	38.62	38.16	38.68	38.17	38.45	38.3	31.87	30.51	31.57	30.45	31.66	31.02

BIOTITES

N° Analyse	82.4	83.4	88.4	89.4	93.4	94.4	96.4	100.4	42.7	43.7	44.7	46.7
Echantillon	MD07	MD07	MD07	MD07	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD54	MD54	MD54	MD54
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	b	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.31	35.18	35.46	35.38	35.92	35.65	35.42	35.01	34.84	35.70	35.14	35.10
TiO2	2.28	2.23	2.20	2.21	2.79	2.47	2.78	2.94	2.58	2.74	2.54	2.68
Al2O3	18.84	18.56	18.81	18.19	19.53	19.28	19.30	18.79	19.52	19.33	19.34	19.56
FeO	24.91	24.07	23.51	23.69	20.85	20.75	20.83	20.93	21.60	21.17	21.63	21.53
MnO	0.51	0.50	0.57	0.41	0.27	0.31	0.38	0.27	0.43	0.48	0.37	0.39
MgO	5.16	5.10	5.06	5.28	7.66	7.46	7.33	7.42	6.57	6.75	6.71	6.56
CaO	0.00	0.00	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05
Na2O	0.08	0.03	0.08	0.06	0.04	0.13	0.06	0.07	0.00	0.05	0.04	0.05
K2O	9.56	9.57	9.17	9.27	9.79	9.91	9.47	9.91	9.62	9.83	9.50	9.87
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.65	95.24	94.96	94.52	96.85	95.96	95.57	95.39	95.16	96.05	95.27	95.79
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.452	5.496	5.524	5.548	5.415	5.435	5.414	5.39	5.381	5.447	5.414	5.387
AlIV	2.548	2.504	2.476	2.452	2.585	2.565	2.586	2.61	2.619	2.553	2.586	2.613
AlVI	0.877	0.911	0.975	0.907	0.882	0.897	0.888	0.797	0.932	0.92	0.923	0.923
Ti	0.265	0.262	0.258	0.261	0.316	0.283	0.32	0.34	0.3	0.314	0.294	0.309
Fe2+	3.216	3.145	3.063	3.107	2.629	2.646	2.663	2.695	2.79	2.701	2.787	2.764
Mn	0.067	0.066	0.075	0.054	0.034	0.04	0.049	0.035	0.056	0.062	0.048	0.051
Mg	1.188	1.188	1.175	1.234	1.721	1.696	1.67	1.703	1.513	1.535	1.541	1.501
Ca	0	0	0.017	0.005	0	0	0	0.008	0	0	0	0.008
Na	0.024	0.009	0.024	0.018	0.012	0.038	0.018	0.021	0	0.015	0.012	0.015
K	1.883	1.907	1.823	1.855	1.883	1.928	1.847	1.946	1.896	1.913	1.867	1.933
Total	15.52	15.488	15.41	15.441	15.477	15.528	15.455	15.545	15.487	15.46	15.472	15.504
mg	26.98	27.42	27.73	28.43	39.56	39.06	38.54	38.72	35.16	36.24	35.61	35.19

BIOTITES

N° Analyse	50.7	54.7	56.7	57.7	59.7	63.7	64.7	65.7	69.7	71.7	73.7	78.7
Echantillon	MD54	MD54	MD54	MD54	MD54	MD55	MD55	MD55	MD55	MD55	MD55	MD53
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.22	35.89	35.40	35.48	35.25	35.33	35.50	35.55	34.80	34.66	35.03	34.87
TiO2	2.58	2.60	2.52	2.57	2.76	2.71	2.74	2.96	2.89	2.77	2.54	2.52
Al2O3	19.31	19.22	19.74	19.12	18.92	18.85	18.86	18.66	18.96	18.56	18.92	18.36
FeO	22.14	21.75	22.03	21.73	21.36	21.19	21.06	21.33	21.07	21.05	21.20	22.66
MnO	0.44	0.45	0.42	0.47	0.41	0.45	0.37	0.35	0.45	0.35	0.41	0.44
MgO	6.71	6.37	6.51	6.77	6.73	7.27	7.23	7.25	7.15	7.33	7.17	6.44
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.05	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
Na2O	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.09	0.02	0.07	0.00	0.06	0.12	0.10
K2O	9.57	9.65	9.59	9.88	9.25	9.42	9.41	9.37	9.72	9.57	9.47	9.06
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.01	95.97	96.23	96.03	94.71	95.37	95.24	95.54	95.08	94.35	94.87	94.45
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.4	5.485	5.404	5.435	5.45	5.429	5.452	5.449	5.377	5.397	5.417	5.449
AlIV	2.6	2.515	2.596	2.565	2.55	2.571	2.548	2.551	2.623	2.603	2.583	2.551
AlVI	0.886	0.945	0.953	0.884	0.895	0.84	0.863	0.817	0.827	0.8	0.862	0.828
Ti	0.298	0.299	0.289	0.296	0.321	0.313	0.317	0.341	0.336	0.324	0.295	0.296
Fe2+	2.839	2.78	2.812	2.784	2.762	2.723	2.705	2.734	2.723	2.741	2.742	2.961
Mn	0.057	0.058	0.054	0.061	0.054	0.059	0.048	0.045	0.059	0.046	0.054	0.058
Mg	1.534	1.451	1.481	1.546	1.551	1.665	1.655	1.657	1.647	1.701	1.653	1.5
Ca	0	0.002	0	0	0.002	0.01	0.008	0	0.007	0	0.002	0
Na	0.012	0.009	0.006	0.003	0.006	0.027	0.006	0.021	0	0.018	0.036	0.03
K	1.872	1.882	1.868	1.931	1.825	1.847	1.844	1.832	1.916	1.901	1.868	1.806
Total	15.498	15.426	15.463	15.505	15.416	15.484	15.446	15.447	15.515	15.531	15.512	15.479
mg	35.08	34.29	34.5	35.7	35.96	37.94	37.96	37.74	37.69	38.29	37.61	33.62

BIOTITES

N° Analyse	81.7	83.7	84.7	85.7	96.1	107.1	108.1	91.7	95.7	98.7	99.7	100.7
Echantillon	MD53	MD53	MD53	MD53	MD19a	MD19a	MD19a	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	c	c	c	b	c	c	c	c	c	c	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.05	35.85	34.91	34.59	32.94	32.49	31.81	35.21	35.37	35.25	35.16	35.09
TiO2	2.63	2.42	2.73	2.74	2.35	2.20	2.14	2.49	2.52	2.42	2.56	2.62
Al2O3	18.84	19.26	18.93	18.31	18.96	18.83	19.13	19.08	19.37	19.12	19.18	19.48
FeO	22.22	22.14	22.42	22.33	23.96	24.41	23.94	21.62	20.94	21.71	21.46	21.79
MnO	0.50	0.52	0.48	0.49	0.00	0.46	0.44	0.33	0.42	0.29	0.50	0.27
MgO	6.40	6.17	6.47	6.61	5.51	5.58	5.55	6.72	6.68	6.58	6.11	6.75
CaO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Na2O	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.03	0.33	0.04	0.00	0.01	0.00
K2O	9.27	9.15	9.19	9.19	9.48	9.41	9.52	9.76	9.41	9.52	9.65	9.59
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62	0.56	0.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.93	95.57	95.17	94.33	93.23	93.44	92.56	95.54	94.75	94.91	94.65	95.59
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	5.436	5.498	5.405	5.414	5.279	5.226	5.167	5.423	5.455	5.451	5.457	5.391
AlIV	2.564	2.502	2.595	2.586	2.721	2.774	2.833	2.577	2.545	2.549	2.543	2.609
AlVI	0.877	0.977	0.856	0.789	0.858	0.793	0.827	0.884	0.973	0.933	0.963	0.915
Ti	0.307	0.279	0.318	0.323	0.283	0.266	0.261	0.288	0.292	0.282	0.299	0.303
Fe2+	2.882	2.84	2.903	2.923	3.211	3.284	3.252	2.785	2.701	2.808	2.785	2.8
Mn	0.066	0.068	0.063	0.065	0	0.063	0.061	0.043	0.055	0.038	0.066	0.035
Mg	1.48	1.411	1.493	1.542	1.316	1.338	1.344	1.543	1.536	1.517	1.414	1.546
Ca	0	0.002	0	0.005	0	0	0	0	0	0.003	0.003	0
Na	0.006	0.015	0.012	0.012	0.009	0.019	0.009	0.099	0.012	0	0.003	0
K	1.834	1.79	1.815	1.835	1.938	1.931	1.973	1.918	1.851	1.878	1.911	1.88
Total	15.452	15.382	15.46	15.494	15.615	15.694	15.727	15.56	15.42	15.459	15.444	15.479
mg	33.93	33.19	33.96	34.54	29.07	28.95	29.24	35.65	36.25	35.08	33.67	35.57

BIOTITES

N° Analyse	101.7	102.7	104.7	105.7	18.1	19.1	23.1	24.1	26.1	41.1	42.1
Echantillon	MD33	MD33	MD47	MD47	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	MD5B	MD5B
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	PEG	PEG
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	35.31	35.15	35.11	35.41	33.34	32.91	33.09	32.83	33.20	34.68	35.27
TiO2	2.56	2.54	2.48	2.38	2.37	2.30	2.19	2.21	2.29	1.48	1.56
Al2O3	19.62	18.91	18.78	18.77	18.54	18.23	18.36	18.36	18.78	20.19	20.45
FeO	21.39	21.04	21.75	22.30	23.83	23.91	23.51	23.52	23.41	22.54	22.16
MnO	0.38	0.37	0.58	0.49	0.49	0.51	0.52	0.50	0.45	0.48	0.52
MgO	6.67	6.75	6.02	6.55	6.14	6.02	5.97	6.17	6.14	6.05	6.34
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.07	0.03	0.08	0.05	0.08	0.00
K2O	9.64	9.37	9.79	9.60	9.33	9.28	9.42	9.41	9.38	9.13	9.63
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.56	0.52	0.54	0.56	0.00	0.00
Total	95.59	94.17	94.55	95.50	94.10	93.26	93.09	93.08	93.70	94.63	95.93
<u>Cations (a/f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>											
Si	5.414	5.463	5.474	5.465	5.294	5.287	5.315	5.279	5.285	5.393	5.403
AlIV	2.586	2.537	2.526	2.535	2.706	2.713	2.685	2.721	2.715	2.607	2.597
AlVI	0.957	0.924	0.922	0.877	0.761	0.736	0.788	0.756	0.806	1.091	1.092
Ti	0.295	0.297	0.291	0.276	0.283	0.278	0.265	0.267	0.274	0.173	0.18
Fe2+	2.743	2.735	2.836	2.878	3.165	3.212	3.158	3.163	3.117	2.931	2.839
Mn	0.049	0.049	0.077	0.064	0.066	0.069	0.071	0.068	0.061	0.063	0.067
Mg	1.525	1.564	1.399	1.507	1.454	1.442	1.429	1.479	1.457	1.403	1.448
Ca	0.003	0	0	0	0.005	0.005	0	0	0	0	0
Na	0	0.012	0.012	0	0.009	0.022	0.009	0.025	0.015	0.024	0
K	1.886	1.858	1.947	1.89	1.89	1.902	1.93	1.93	1.905	1.811	1.882
Total	15.458	15.439	15.484	15.492	15.633	15.666	15.65	15.688	15.635	15.496	15.508
mg	35.73	36.38	33.03	34.37	31.48	30.98	31.15	31.86	31.85	32.37	33.78

BIOTITES

N° Analyse	43.1	48.1	49.1	50.1	60.1	45.2	48.2	50.2	67.2	69.2	75.2
Echantillon	MD5B	MD5B	MD5B	MD5B	CP05	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05D	CP05D	CP05D
Faciès	PEG	PEG	PEG	PEG	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	35.39	34.98	35.30	35.79	33.82	35.16	35.13	35.38	34.65	34.36	35.00
TiO2	1.27	1.45	1.70	1.60	1.97	2.35	2.12	2.44	2.23	2.21	2.37
Al2O3	19.60	19.26	20.08	19.92	18.76	18.86	18.99	19.13	19.29	18.88	18.99
FeO	23.28	23.88	23.33	22.93	24.05	23.41	23.42	22.19	23.53	23.58	23.64
MnO	0.58	0.66	0.44	0.45	0.63	0.46	0.53	0.45	0.53	0.43	0.42
MgO	6.32	5.72	6.25	6.40	5.93	5.80	5.05	5.64	5.40	5.43	5.56
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.06	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
K2O	9.33	9.12	9.45	9.34	9.08	9.58	9.45	9.35	9.64	9.38	9.31
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00	0.17	0.00	0.62	0.57	0.64
Total	95.77	95.07	96.62	96.44	94.31	95.65	94.69	94.58	95.27	94.30	95.34
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>											
Si	5.457	5.455	5.394	5.457	5.348	5.448	5.496	5.498	5.403	5.414	5.44
AlIV	2.543	2.545	2.606	2.543	2.652	2.552	2.504	2.502	2.597	2.586	2.56
AlVI	1.016	0.992	1.008	1.034	0.842	0.891	0.995	0.998	0.945	0.917	0.916
Ti	0.147	0.17	0.195	0.184	0.234	0.274	0.249	0.286	0.261	0.262	0.277
Fe2+	3.002	3.114	2.982	2.924	3.18	3.034	3.064	2.884	3.068	3.108	3.073
Mn	0.076	0.087	0.057	0.058	0.084	0.06	0.071	0.059	0.07	0.058	0.055
Mg	1.453	1.33	1.424	1.455	1.398	1.341	1.179	1.307	1.255	1.275	1.287
Ca	0	0	0.002	0	0.005	0	0	0	0	0.005	0
Na	0	0	0.018	0.003	0.012	0.007	0	0	0	0	0.018
K	1.835	1.814	1.842	1.817	1.832	1.895	1.886	1.853	1.918	1.886	1.846
Total	15.529	15.507	15.528	15.475	15.587	15.502	15.444	15.387	15.517	15.511	15.472
mg	32.62	29.93	32.32	33.23	30.54	30.65	27.79	31.19	29.03	29.09	29.52

BIOTITES

N° Analyse	82.2	51.1	53.1	54.1	56.1
Echantillon	CP05C-1	MD41B	MD41B	MD41B	MD41B
Faciès	TOUR	FILON	FILON	FILON	FILON
Position	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>					
SiO2	35.61	35.03	35.65	35.70	35.51
TiO2	2.10	2.65	2.50	2.72	2.47
Al2O3	19.35	19.05	19.50	19.56	18.94
FeO	23.18	21.39	21.29	20.94	20.67
MnO	0.59	0.34	0.32	0.28	0.29
MgO	5.44	7.96	7.52	7.65	7.70
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.04	0.01	0.00	0.05
K2O	9.36	9.67	9.52	9.75	9.04
F	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.62	96.13	96.31	96.60	94.67
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>					
Si	5.495	5.352	5.412	5.4	5.461
AlIV	2.505	2.648	2.588	2.6	2.539
AlVI	1.011	0.78	0.898	0.884	0.891
Ti	0.244	0.305	0.285	0.309	0.286
Fe2+	2.992	2.733	2.703	2.649	2.658
Mn	0.077	0.044	0.041	0.036	0.038
Mg	1.252	1.813	1.702	1.725	1.765
Ca	0	0	0	0	0
Na	0	0.012	0.003	0	0.015
K	1.842	1.885	1.844	1.881	1.774
Total	15.418	15.572	15.476	15.484	15.427
mg	29.5	39.88	38.64	39.44	39.91

MUSCOVITE

N° Analyse	15	16	17	21	23	51.4	52.4	53.4	62.4	64.4	65.4	66.4
Echantillon	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	45.96	46.18	46.39	45.6	45.56	45.92	46.43	46.14	45.38	45.84	45.5	45.66
TiO2	1.89	0.63	0.67	0.67	0.59	0.47	0.56	0.49	0.51	0.32	0.46	0.4
Al2O3	35.14	35.62	35.47	35.16	34.66	34.66	33.73	34.8	34.17	34.9	34.74	33.83
FeO	1.37	1.22	1.26	0.53	1.29	1.68	1.9	1.68	1.55	1.68	1.49	1.75
MnO	0.04	0.02	0.03	0.03	0	0	0	0.59	0.01	0.03	0.05	0
MgO	0.88	0.77	0.77	0.75	0.84	0.81	0.96	0.79	0.79	0.72	0.71	0.96
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.51	0.54	0.52	0.47	0.53	0.39	0.4	0.48	0.44	0.5	0.54	0.46
K2O	10.48	10.29	10.42	10.51	10.34	10.89	10.66	10.83	10.69	10.48	10.51	10.88
Total	96.27	95.27	95.53	93.72	93.81	94.82	94.64	95.8	93.54	94.47	94	93.94
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	6.07	6.136	6.152	6.15	6.159	6.169	6.245	6.152	6.175	6.166	6.153	6.2
AlIV	1.93	1.864	1.848	1.85	1.841	1.831	1.755	1.848	1.825	1.834	1.847	1.8
AlVI	3.536	3.71	3.692	3.734	3.677	3.652	3.588	3.616	3.651	3.695	3.685	3.61
Ti	0.188	0.063	0.067	0.068	0.06	0.047	0.057	0.049	0.052	0.032	0.047	0.041
Fe2+	0.151	0.136	0.14	0.06	0.146	0.189	0.214	0.187	0.176	0.189	0.168	0.199
Mn	0.004	0.002	0.003	0.003	0	0	0	0.067	0.001	0.003	0.006	0
Mg	0.173	0.153	0.152	0.151	0.169	0.162	0.193	0.157	0.16	0.144	0.143	0.194
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.131	0.139	0.134	0.123	0.139	0.102	0.104	0.124	0.116	0.13	0.142	0.121
K	1.766	1.744	1.763	1.808	1.783	1.866	1.829	1.842	1.856	1.798	1.813	1.885
Total	13.949	13.947	13.951	13.947	13.974	14.018	13.985	14.042	14.012	13.991	14.004	14.05
mg	53	53	52	72	54	46	47	46	48	43	46	49

MUSCOVITE

N° Analyse	41.7	51.7	52.7	58.7	62.7	70.7	72.7	74.7	76.7	77.7	80.7	82.7
Echantillon	MD54	MD54	MD54	MD54	MD55	MD55	MD55	MD55	MD55	MD53	MD53	MD53
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	48.04	47.21	47.19	46.74	46.88	45.23	46.86	46.49	45.38	46.52	45.48	46.41
TiO2	0.67	0.71	0.71	0.82	0.75	0.76	0.75	0.79	0.77	0.6	0.78	0.65
Al2O3	34.55	36.44	35.68	35.92	34.46	35.1	34.14	33.41	35	34.87	34.9	34.91
FeO	1.7	1.22	1.3	1.28	1.3	1.34	1.5	1.61	1.23	1.68	1.33	1.33
MnO	0.01	0.04	0.03	0.07	0	0.03	0.05	0.07	0.03	0	0	0.61
MgO	1.07	0.72	0.83	0.73	0.81	0.74	1.19	0.98	0.85	1.02	0.8	0.79
CaO	0.01	0	0	0.02	0.05	0.04	0	0.02	0.01	0	0	0
Na2O	0.42	0.59	0.52	0.5	0.3	0.47	0.49	0.62	0.52	0.32	0.4	0.34
K2O	9.48	10.37	10.22	10.7	9.83	10.44	10.81	10.09	10.64	10.12	10.7	10.17
Total	95.95	97.3	96.48	96.78	94.38	94.15	95.79	94.08	94.43	95.13	94.39	95.21
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	6.303	6.137	6.183	6.129	6.261	6.102	6.223	6.268	6.109	6.192	6.125	6.182
AlIV	1.697	1.863	1.817	1.871	1.739	1.898	1.777	1.732	1.891	1.808	1.875	1.818
AlVI	3.642	3.716	3.688	3.676	3.681	3.678	3.562	3.573	3.658	3.658	3.66	3.659
Ti	0.066	0.069	0.07	0.081	0.075	0.077	0.075	0.08	0.078	0.06	0.079	0.065
Fe2+	0.187	0.133	0.142	0.14	0.145	0.151	0.167	0.182	0.138	0.187	0.15	0.148
Mn	0.001	0.004	0.003	0.008	0	0.003	0.006	0.008	0.003	0	0	0.069
Mg	0.209	0.14	0.162	0.143	0.161	0.149	0.236	0.197	0.171	0.202	0.161	0.157
Ca	0.001	0	0	0.003	0.007	0.006	0	0.003	0.001	0	0	0
Na	0.107	0.149	0.132	0.127	0.078	0.123	0.126	0.162	0.136	0.083	0.104	0.088
K	1.587	1.72	1.708	1.79	1.675	1.797	1.831	1.736	1.827	1.718	1.838	1.728
Total	13.8	13.931	13.905	13.968	13.822	13.984	14.003	13.941	14.012	13.908	13.992	13.914
mg	53	51	53	51	53	50	59	52	55	52	52	51

MUSCOVITE

N° Analyse	70.4	76.4	79.4	80.4	86.4	87.4	90.4	91.4	95.4	98.4	99.4	40.7
Echantillon	MD57.1	MD57.1	MD07.1	MD07.1	MD07.1	MD07.1	MD07.1	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD54
Faciès	MFK	MFK	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	45.39	46.64	46.44	47.07	46.33	45.63	46.14	45.94	45.4	47.23	46.81	48.95
TiO2	0.63	0.42	0.43	0.42	0.56	0.31	0.5	0.8	0.92	0.72	0.8	0.77
Al2O3	34.41	33.77	34.71	32.98	33.34	34.13	32.89	35.05	34.78	33.71	34.97	35.07
FeO	1.65	1.74	1.77	2.48	2.09	2.23	2.09	1.14	1.28	1.16	1.3	1.43
MnO	0.06	0	0.03	0.04	0.13	0.13	0.05	0.05	0.12	0.06	0	0
MgO	1.02	0.93	0.8	1.17	0.89	0.86	1.07	0.69	0.72	0.94	0.82	1.13
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0
Na2O	0.48	0.45	0.45	0.36	0.37	0.44	0.32	0.47	0.37	0.51	0.52	0.34
K2O	10.68	10.73	10.73	10.99	11.06	10.99	10.97	10.77	11.1	10.53	10.43	7.09
Total	94.32	94.68	95.36	95.51	94.77	94.72	94.03	94.92	94.69	94.86	95.65	94.78
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	6.134	6.266	6.196	6.303	6.251	6.167	6.27	6.147	6.114	6.306	6.199	6.38
AlIV	1.866	1.734	1.804	1.697	1.749	1.833	1.73	1.853	1.886	1.694	1.801	1.62
AlVI	3.61	3.609	3.65	3.504	3.549	3.6	3.534	3.67	3.63	3.606	3.653	3.763
Ti	0.064	0.042	0.043	0.042	0.057	0.032	0.051	0.081	0.093	0.072	0.08	0.075
Fe2+	0.186	0.196	0.198	0.278	0.236	0.252	0.238	0.128	0.144	0.13	0.144	0.156
Mn	0.007	0	0.003	0.005	0.015	0.015	0.006	0.006	0.014	0.007	0	0
Mg	0.205	0.186	0.159	0.234	0.179	0.173	0.217	0.138	0.145	0.187	0.162	0.22
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0
Na	0.126	0.117	0.116	0.093	0.097	0.115	0.084	0.122	0.097	0.132	0.134	0.086
K	1.841	1.839	1.826	1.877	1.904	1.895	1.902	1.838	1.907	1.793	1.762	1.179
Total	14.039	13.989	13.995	14.033	14.037	14.082	14.032	13.984	14.03	13.927	13.935	13.479
mg	52	49	45	46	43	41	48	52	50	59	53	59

MUSCOVITE

N° Analyse	86.7	87.7	88.7	89.7	90.7	92.7	93.7	94.7	96.7	97.7	103.7	107.7
Echantillon	MD53	MD53	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33	MD33	MD47
Faciès	MFK	MFK	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	c	c	c	c	b	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	47.23	46.45	45.79	45.96	46.08	46.58	46.56	45.23	46.15	46.68	45.35	46.47
TiO2	0.56	0.5	0.8	0.59	0.55	0.6	0.67	0.63	0.7	0.51	0.67	0.54
Al2O3	34.32	35.02	34.82	34.97	34.69	35.26	34.68	34.97	35.1	34.81	34.92	35.69
FeO	1.36	1.24	1.35	1.51	1.58	1.37	1.92	1.08	1.32	1.54	1.02	1.54
MnO	0.09	0.04	0	0	0.02	0	0	0.02	0.05	0	0.07	0.07
MgO	0.84	0.75	0.79	0.75	0.95	0.86	1.04	0.73	0.84	0.96	0.75	0.84
CaO	0.11	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0.44	0.51	0.39	0.51	0.37	0.4	0.6	0.48	0.48	0.47	0.29	0.43
K2O	10.04	10.66	10.08	10.88	10.68	11	10.91	10.81	10.66	10.77	10.85	10.73
Total	94.99	95.18	94.02	95.17	94.92	96.07	96.38	93.95	95.3	95.74	93.92	96.31
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	6.282	6.191	6.163	6.148	6.172	6.164	6.165	6.119	6.15	6.197	6.133	6.132
AlIV	1.718	1.809	1.837	1.852	1.828	1.836	1.835	1.881	1.85	1.803	1.867	1.868
AlVI	3.658	3.688	3.682	3.657	3.644	3.659	3.573	3.691	3.659	3.639	3.694	3.678
Ti	0.056	0.05	0.081	0.059	0.055	0.06	0.067	0.064	0.07	0.051	0.068	0.054
Fe2+	0.151	0.138	0.152	0.169	0.177	0.152	0.213	0.122	0.147	0.171	0.115	0.17
Mn	0.01	0.005	0	0	0.002	0	0	0.002	0.006	0	0.008	0.008
Mg	0.167	0.149	0.158	0.15	0.19	0.17	0.205	0.147	0.167	0.19	0.151	0.165
Ca	0.016	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.113	0.132	0.102	0.132	0.096	0.103	0.154	0.126	0.124	0.121	0.076	0.11
K	1.704	1.812	1.731	1.857	1.825	1.857	1.843	1.866	1.812	1.824	1.872	1.806
Total	13.875	13.975	13.906	14.024	13.989	14.001	14.055	14.018	13.985	13.996	13.984	13.991
mg	53	52	51	47	52	53	49	55	53	53	57	49

MUSCOVITE

N° Analyse	108.7	34.1	51.1	63.1	93.1	46.2	47.2	51.2	66.2	68.2	73.2	74.2
Echantillon	MD47	CP05C	CP05C	CP05	CP05B	CP05C	CP05C	CP05C	CP05D	CP05D	CP05D	CP05D
Faciès	GMG	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	45.63	44.02	44.03	47.48	44.42	46.27	46.23	47.06	47.91	47.54	45.15	45.9
TiO2	0.5	0.55	0.37	0.3	0.47	0.52	0.48	0.45	0.51	0.5	0.5	0.42
Al2O3	34.99	36.16	35.11	37.72	33.95	36.21	35.62	34.77	35.97	35.02	34.87	35.56
FeO	1.63	1.7	1.83	1.83	1.71	1.74	1.84	1.71	1.61	1.94	1.71	1.67
MnO	0	0	0	0	0.01	0.11	0	0.04	0.04	0.1	0	0.04
MgO	0.8	0.7	0.82	0.82	1.11	0.72	0.67	0.95	0.83	0.92	0.75	0.76
CaO	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.02	0.01	0	0
Na2O	0.43	0.31	0.41	0.41	0.32	0.4	0.36	0.45	0.28	0.41	0.45	0.5
K2O	10.91	9.45	10.71	9.38	10.87	10.79	10.3	10.52	10.37	10.29	10.5	10.81
Total	94.89	92.89	93.28	97.94	92.87	96.76	95.5	95.95	97.54	96.73	93.93	95.66
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>												
Si	6.128	5.993	6.028	6.1	6.111	6.087	6.141	6.225	6.21	6.233	6.117	6.111
AlIV	1.872	2.007	1.972	1.9	1.889	1.913	1.859	1.775	1.79	1.767	1.883	1.889
AlVI	3.662	3.79	3.689	3.807	3.611	3.696	3.713	3.642	3.701	3.64	3.68	3.686
Ti	0.051	0.056	0.038	0.029	0.049	0.051	0.048	0.045	0.05	0.049	0.051	0.042
Fe2+	0.183	0.194	0.21	0.197	0.197	0.191	0.204	0.189	0.175	0.213	0.194	0.186
Mn	0	0	0	0	0.001	0.012	0	0.004	0.004	0.011	0	0.005
Mg	0.16	0.142	0.167	0.157	0.228	0.141	0.133	0.187	0.16	0.18	0.151	0.151
Ca	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0.003	0.001	0	0
Na	0.112	0.082	0.109	0.102	0.085	0.102	0.093	0.115	0.07	0.104	0.118	0.129
K	1.869	1.641	1.871	1.537	1.908	1.811	1.745	1.775	1.715	1.721	1.815	1.836
Total	14.037	13.905	14.084	13.829	14.08	14.004	13.936	13.957	13.878	13.919	14.009	14.035
mg	47	42	44	44	54	42	39	50	48	46	44	45

MUSCOVITE

N° Analyse	83.2	47.9	95.5	52.1	52.9	54.1	55.9
Echantillon	CP05C	MD05	MD05-P2A	MD41B	MD41B	MD41B	MD41B
Faciès	TOUR	PEG	PEG	FILON	FILON	FILON	FILON
Position	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>							
SiO2	46.71	47.98	45.36	47.88	47.88	46.8	46.8
TiO2	0.54	0.18	0.09	0.79	0.79	0.72	0.72
Al2O3	35.7	37.25	36.22	36.4	36.4	35.49	35.49
FeO	1.73	1.52	1.19	1.31	1.31	1.41	1.41
MnO	0.06	0.08	0	0.05	0.05	0	0
MgO	0.69	0.73	0.34	0.94	0.94	0.87	0.87
CaO	0	0	0	0.05	0.05	0.03	0.03
Na2O	0.43	0.45	0.42	0.43	0.43	0.54	0.54
K2O	10.7	10.54	11.15	10.41	10.41	10.49	10.49
Total	96.56	98.73	94.77	98.26	98.26	96.35	96.35
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 22 oxygènes</u>							
Si	6.149	6.148	6.088	6.161	6.161	6.159	6.159
AlIV	1.851	1.852	1.912	1.839	1.839	1.841	1.841
AlVI	3.683	3.769	3.813	3.677	3.677	3.66	3.66
Ti	0.053	0.017	0.009	0.076	0.076	0.071	0.071
Fe2+	0.19	0.163	0.134	0.141	0.141	0.155	0.155
Mn	0.007	0.009	0	0.005	0.005	0	0
Mg	0.135	0.139	0.068	0.18	0.18	0.171	0.171
Ca	0	0	0	0.007	0.007	0.004	0.004
Na	0.11	0.112	0.109	0.107	0.107	0.138	0.138
K	1.797	1.723	1.909	1.709	1.709	1.761	1.761
Total	13.975	13.932	14.042	13.902	13.902	13.96	13.96
mg	42	46	34	56	56	52	52

GRENATS

N° Analyse	12.1	13.1	14.1	17.1	18.1	19.1	20.1	21.1	22.1	100.5	101.5	102.5
Echantillon	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD7.1	MD75	MD75	MD75
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	c	c	b	c	b	b	c	c	c	c	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	36.92	38.19	38.07	38.23	37.82	37.14	37.46	37.86	38.09	36.68	36.77	36.806
TiO2	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.059	0.07	0.029
Al2O3	21.14	21.42	21.27	21.52	21.55	21.28	21.44	21.27	21.57	21.46	21.51	20.924
FeO	26.61	25.55	25.78	26.28	25.7	24.92	24.97	27.07	25.63	29.328	29.63	31.483
MnO	11.66	11.59	11.34	10.46	11.51	11.22	11.21	11.09	11.89	10.257	11.19	8.697
MgO	0.76	0.74	0.79	0.83	0.76	0.84	0.79	0.64	0.47	0.702	0.52	0.702
CaO	2.07	3.41	3.67	3.72	3.52	2.76	2.85	2.91	3.47	1.248	1.16	0.819
Na2O	0.03	0.01	0.02	0	0	0	0.06	0	0.02	0.029	0	0.029
Total	99.21	100.95	100.95	101.05	100.89	98.2	98.84	100.89	101.2	99.76	100.85	99.49
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.083	6.145	6.126	6.14	6.088	6.138	6.149	6.121	6.122	6.019	5.978	6.067
AlIV	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.022	0
AlVI	4.102	4.059	4.031	4.07	4.085	4.142	4.144	4.05	4.082	4.147	4.097	4.062
Ti	0.002	0.005	0.001	0.001	0.004	0.005	0.007	0.006	0.007	0.007	0.009	0.004
Fe2+	3.623	3.443	3.468	3.526	3.464	3.45	3.427	3.646	3.454	4	4.025	4.327
Mg	0.187	0.178	0.19	0.199	0.182	0.207	0.193	0.154	0.113	0.172	0.126	0.173
Mn	1.627	1.58	1.546	1.423	1.569	1.571	1.559	1.519	1.619	1.426	1.541	1.214
Ca	0.365	0.588	0.633	0.64	0.607	0.489	0.501	0.504	0.598	0.219	0.202	0.145
Na	0.01	0.003	0.006	0	0	0	0.019	0	0.006	0.009	0	0.009
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	62.34	59.45	59.36	60.92	59.49	60.35	nd	62.61	59.66	68.66	68.29	73.74
Spessartine	28.00	27.28	26.46	24.58	26.95	27.48	nd	26.08	27.96	24.47	26.14	20.69
Grossulaire	6.29	10.15	10.83	11.06	10.43	8.55	nd	8.66	10.32	3.77	3.43	2.47
Pyrope	3.21	3.07	3.24	3.43	3.13	3.62	nd	2.65	1.95	2.95	2.14	2.94
mg	4.91	4.92	5.19	5.34	4.99	5.66	5.33	4.05	3.17	4.12	3.04	3.84

GRENATS

N° Analyse	105.5	106.5	25	27	79.2	80.2	81.2	52.2	53.2	54.2	55.2	56.2
Echantillon	MD75	MD75	CP05C	CP05C	CP05C-1	CP05C-1	CP05C-1	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5
Faciès	GMG	GMG	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO ₂	36.563	37.01	33.59	34.34	36.748	36.563	36.68	36.631	36.7	36.943	36.855	36.641
TiO ₂	0.029	0	0	0.01	0.059	0.107	0.029	0.078	0.12	0	0.166	0
Al ₂ O ₃	21.255	21.49	20.65	21.01	21.158	21.197	21.46	21.148	21.49	21.304	21.167	21.128
FeO	29.611	29.74	28.69	27.69	25.009	25.272	27.895	24.599	24.44	24.609	25.565	25.896
MnO	9.838	10.55	11.47	12.25	12.86	13.114	11.32	13.007	14.25	13.806	12.88	12.909
MgO	0.605	0.64	1.24	1.15	0.878	0.819	1.053	1.043	1	0.897	1.014	1.082
CaO	1.043	1.06	1.31	1.69	2.828	2.155	1.511	2.106	2.56	2.252	1.911	2.038
Na ₂ O	0.039	0.04	0	0	0.098	0.01	0	0	0.01	0.029	0	0
Total	98.98	100.53	96.95	98.14	99.64	99.24	99.95	98.61	100.57	99.84	99.56	99.69
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.038	6.025	5.671	5.712	5.99	6.007	5.99	6.034	5.939	6.025	6.035	5.989
Al ^{IV}	0	0	0.329	0.288	0.01	0	0.01	0	0.061	0	0	0.011
Al ^{VI}	4.134	4.12	3.777	3.828	4.051	4.101	4.118	4.103	4.034	4.092	4.082	4.055
Ti	0.004	0	0	0.001	0.007	0.013	0.004	0.01	0.015	0	0.02	0
Fe ²⁺	4.102	4.048	4.034	3.858	3.428	3.471	3.792	3.411	3.31	3.355	3.494	3.537
Mg	0.149	0.155	0.312	0.285	0.213	0.201	0.256	0.256	0.241	0.218	0.248	0.264
Mn	1.376	1.455	1.64	1.726	1.775	1.825	1.566	1.815	1.953	1.907	1.786	1.787
Ca	0.185	0.185	0.237	0.301	0.494	0.379	0.264	0.372	0.444	0.394	0.335	0.357
Na	0.012	0.013	0	0	0.031	0.003	0	0	0.003	0.009	0	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	nd	nd	64.82	62.53	nd	59.04	64.50	58.27	55.61	57.03	59.59	59.50
Spessartine	nd	nd	26.36	27.97	nd	31.04	26.64	31.01	32.82	32.42	30.47	30.06
Grossulaire	nd	nd	3.81	4.88	nd	6.45	4.50	6.35	7.46	6.69	5.72	6.00
Pyrope	nd	nd	5.02	4.62	nd	3.41	4.36	4.38	4.05	3.71	4.22	4.44
mg	3.51	3.69	7.18	6.88	5.85	5.47	6.32	6.98	6.79	6.1	6.63	6.95

GRENATS

N° Analyse	57.2	58.2	59.2	60.2	61.2	62.2	64.2	65.2	71.2	72.2	76.2	77.2
Echantillon	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05C-5	CP05D	CP05D	CP05D	CP05D
Faciès	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	36.641	36.836	36.221	36.582	36.134	37.5	36.485	36.368	36.92	36.94	36.7	37.3
TiO2	0.127	0	0.059	0	0.039	0.08	0.01	0.02	0.05	0	0.05	0.16
Al2O3	21.187	21.489	21.255	21.694	21.333	21.69	21.353	21.304	21.53	21.87	21.32	21.94
FeO	25.409	26.003	26.51	26.198	26.14	27.26	26.033	27.31	25.13	28.28	26.3	25.45
MnO	12.87	12.656	12.461	13.085	13.202	11.9	13.923	11.915	13.25	11.41	13.8	14.14
MgO	1.092	0.926	0.975	1.082	1.16	0.94	1.053	1.034	0.96	1	1	1.05
CaO	2.126	2.174	1.229	0.624	0.527	1.4	0.546	1.472	2.13	1.41	0.5	0.82
Na2O	0	0.02	0.01	0	0.029	0	0.039	0.039	0.09	0.01	0	0
Total	99.45	100.1	98.72	99.26	98.56	100.77	99.44	99.46	100.06	100.92	99.67	100.86
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	5.997	5.994	5.988	6.008	5.98	6.071	5.988	5.965	5.995	5.976	6.014	6.028
AlIV	0.003	0.006	0.012	0	0.02	0	0.012	0.035	0.005	0.024	0	0
AlVI	4.08	4.111	4.126	4.196	4.137	4.135	4.116	4.08	4.113	4.142	4.115	4.176
Ti	0.016	0	0.007	0	0.005	0.01	0.001	0.002	0.006	0	0.006	0.019
Fe2+	3.481	3.534	3.661	3.6	3.618	3.683	3.581	3.738	3.427	3.805	3.617	3.446
Mg	0.266	0.225	0.24	0.265	0.286	0.227	0.258	0.253	0.232	0.241	0.244	0.253
Mn	1.784	1.744	1.745	1.82	1.851	1.632	1.936	1.655	1.823	1.563	1.916	1.936
Ca	0.373	0.379	0.218	0.11	0.093	0.243	0.096	0.259	0.371	0.244	0.088	0.142
Na	0	0.006	0.003	0	0.009	0	0.012	0.012	0.028	0.003	0	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	58.96	60.02	62.40	62.12	61.77	63.67	nd	nd	nd	64.97	61.67	59.66
Spessartine	30.22	29.62	29.74	31.41	31.59	28.21	nd	nd	nd	26.69	32.66	33.51
Grossulaire	6.31	6.44	3.71	1.90	1.60	4.20	nd	nd	nd	4.17	1.50	2.46
Pyrope	4.51	3.81	4.10	4.57	4.89	3.92	nd	nd	nd	4.12	4.17	4.38
mg	7.1	5.99	6.15	6.86	7.33	5.81	6.72	6.34	6.34	5.96	6.32	6.84

GRENATS

N° Analyse	78.2	44.1	45.1	68.5	69.5	70.5	71.5	72.5	75.5	76.5	77.5	78.5
Echantillon	CP05D	MD05A	MD05A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A
Faciès	TOUR	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG
Position	c	c	b	c	b	c	c	c	b	i	i	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	37.3	37.6	37.41	37.05	36.485	36.33	36.68	36.075	36.28	36.241	36.56	35.958
TiO2	0.08	0	0	0.02	0.02	0.15	0.16	0.078	0	0.068	0.1	0.098
Al2O3	21.55	21.67	21.46	21.75	21.002	21.65	21.72	21.216	21.382	21.275	21.52	21.353
FeO	28.08	29.92	29.19	28.48	27.222	28.03	28.06	27.378	28.304	27.827	28.13	27.651
MnO	11.21	10.16	10.89	12.04	12.197	12.55	12.57	12.587	12.324	12.5	12.41	12.022
MgO	1.06	1.64	1.31	0.96	0.965	0.96	0.81	0.858	0.907	0.985	1.01	1.014
CaO	1.39	0.6	1.23	0.69	0.634	0.77	0.71	0.585	0.517	0.614	0.88	0.78
Na2O	0	0	0	0	0.02	0	0.18	0.039	0	0.068	0.04	0.039
Total	100.67	101.59	101.49	100.99	98.55	100.44	100.89	98.82	99.71	99.58	100.65	98.92
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>												
Si	6.048	6.03	6.009	6.015	6.048	5.917	5.94	5.97	5.957	5.948	5.937	5.936
AlIV	0	0	0	0	0	0.083	0.06	0.03	0.043	0.052	0.063	0.064
AlVI	4.115	4.093	4.059	4.159	4.1	4.07	4.082	4.105	4.092	4.061	4.052	4.087
Ti	0.01	0	0	0.002	0.002	0.018	0.019	0.01	0	0.008	0.012	0.012
Fe2+	3.79	4.002	3.925	3.815	3.78	3.813	3.799	3.794	3.881	3.823	3.818	3.82
Mg	0.256	0.392	0.314	0.232	0.238	0.233	0.196	0.212	0.222	0.241	0.245	0.25
Mn	1.54	1.38	1.482	1.656	1.713	1.731	1.724	1.764	1.714	1.738	1.707	1.681
Ca	0.241	0.103	0.212	0.12	0.113	0.134	0.123	0.104	0.091	0.108	0.153	0.138
Na	0	0	0	0	0.006	0	0.057	0.013	0	0.022	0.013	0.012
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>												
Almandine	65.04	68.09	66.17	65.52	64.61	64.50	nd	nd	65.69	nd	nd	nd
Spessartine	26.42	23.48	24.98	28.43	29.28	29.29	nd	nd	29.01	nd	nd	nd
Grossulaire	4.14	1.75	3.57	2.06	1.93	2.27	nd	nd	1.54	nd	nd	nd
Pyrope	4.40	6.67	5.29	3.99	4.08	3.94	nd	nd	3.76	nd	nd	nd
mg	6.33	8.92	7.41	5.73	5.92	5.76	4.91	5.29	5.41	5.93	6.03	6.14

GRENATS

N° Analyse	79.5	80.5	83.5	51.9	27.9	28.9	30.9	31.9	35.9	37.9	38.9
Echantillon	MD05-P2A	MD05-P2A	MD05-P2A	MD46C1	MD46C3	MD46C3	MD46C3	MD46C3	MD46C3	MD46C3	MD46C3
Faciès	PEG	PEG	PEG	ST	ST	ST	ST	ST	ST	ST	ST
Position	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>											
SiO2	36.26	37.16	36.66	36.956	36.798	37.083	37.139	36.757	36.474	37.145	36.718
TiO2	0	0	0.02	0	0.096	0.033	0.127	0	0.002	0.017	0.079
Al2O3	21.099	21.74	21.314	21.236	21.317	21.658	21.088	21.108	21.189	20.863	21.324
FeO	28.304	27.98	28.343	28.082	30.99	32.435	32.182	32.939	29.019	29.702	28.64
MnO	12.49	12.59	12.1	9.557	5.152	4.061	4.313	3.484	9.126	9.151	9.327
MgO	0.985	0.91	1.082	2.16	2.757	2.905	3.073	3.186	2.094	2.171	2.061
CaO	0.517	0.56	0.585	1.045	1.531	1.117	1.466	1.16	0.895	0.78	0.712
Na2O	0.244	0.01	0.039	0.059	0.075	0	0.01	0.023	0.011	0.039	0
Total	99.9	100.95	100.14	99.1	98.72	99.29	99.4	98.66	98.81	99.87	98.86
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24 oxygènes</u>											
Si	5.931	6.017	5.984	6.047	6.007	6.015	6.014	5.994	5.974	6.037	6.018
AlIV	0.069	0	0.016	0	0	0	0	0.006	0.026	0	0
AlVI	3.994	4.146	4.08	4.092	4.098	4.137	4.021	4.047	4.061	3.993	4.116
Ti	0	0	0.002	0	0.012	0.004	0.015	0	0	0.002	0.01
Fe2+	3.867	3.791	3.866	3.808	4.209	4.389	4.359	4.487	4.001	4.034	3.933
Mg	0.24	0.22	0.263	0.527	0.671	0.702	0.742	0.775	0.511	0.526	0.504
Mn	1.73	1.727	1.673	1.325	0.712	0.558	0.592	0.481	1.266	1.26	1.295
Ca	0.091	0.097	0.102	0.183	0.268	0.194	0.254	0.203	0.157	0.136	0.125
Na	0.077	0.003	0.012	0.019	0.024	0	0.003	0.007	0.003	0.012	0
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
<u>End members</u>											
Almandine	nd	64.94	nd	nd	nd	75.11	73.26	75.38	67.37	nd	67.16
Spessartine	nd	29.58	nd	nd	nd	9.55	9.94	8.08	21.32	nd	22.11
Grossulaire	nd	1.66	nd	nd	nd	3.32	4.28	3.41	2.64	nd	2.14
Pyrope	nd	3.76	nd	nd	nd	12.02	12.47	13.01	8.61	nd	8.60
mg	5.84	5.48	6.37	12.16	13.75	13.79	14.55	14.73	11.33	11.54	11.36

FELDSPATH POTASSIQUE

N° Analyse	5	8	9	19	58.4	59.4	60.4	71.4	72.4	73.4	114.2	97.2
Echantillon	MD23	MD23	MD23	MD23	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD19A	MD19A
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	GMG	GMG
Position	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	64.67	64.42	63.86	64.24	63.66	64.49	63.45	64.06	64.19	63.66	58.56	60.25
TiO2	0	0	0.02	0	0.01	0	0.03	0	0.07	0.28	0.03	0
Al2O3	18.94	18.78	18.92	18.75	18.68	18.69	18.54	18.77	18.78	18.43	18.58	18.54
FeO	0	0	0.01	0	0.05	0	0.03	0	0	0.03	0.01	0.01
MnO	0.03	0	0.04	0	0.04	0	0	0.02	0	0	0	0.03
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0
CaO	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01
Na2O	0.84	0.82	0.56	0.87	0.77	0.3	0.87	0.69	0.78	0.96	0.68	0.51
K2O	15.47	15.33	15.82	15.11	16.22	15.77	15.59	15.79	16.12	15.72	15.82	16.01
Total	99.96	99.35	99.23	98.97	99.43	99.25	98.51	99.33	99.94	99.28	93.69	95.36
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	11.924	11.942	11.889	11.944	11.876	11.972	11.906	11.913	11.892	11.871	11.655	11.754
Al	4.113	4.1	4.148	4.105	4.104	4.086	4.097	4.111	4.097	4.047	4.355	4.259
Ti	0	0	0.003	0	0.001	0	0.004	0	0.01	0.039	0.004	0
Fe2+	0	0	0.002	0	0.008	0	0.005	0	0	0.005	0.002	0.002
Mn	0.005	0	0.006	0	0.006	0	0	0.003	0	0	0	0.005
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.056	0	0
Ca	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0.002
Na	0.3	0.295	0.202	0.314	0.279	0.108	0.317	0.249	0.28	0.347	0.262	0.193
K	3.639	3.625	3.757	3.584	3.86	3.735	3.732	3.746	3.81	3.74	4.017	3.984
Total	19.983	19.962	20.007	19.947	20.134	19.901	20.061	20.022	20.089	20.105	20.297	20.199
<u>End members</u>												
Ab	7.6	7.5	5.1	8.1	6.7	2.8	7.8	6.2	6.8	8.5	6.1	4.6
An	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	92.3	92.5	94.9	91.9	93.3	97.2	92.2	93.8	93.2	91.5	93.8	95.3

FELDSPATH POTASSIQUE

N° Analyse	33.2	42.2	44.2	57.2	59.2
Echantillon	CP05C	CP05C	CP05C	CP05	CP05
Faciès	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>					
SiO ₂	59.39	58.65	60.04	63.28	62.65
TiO ₂	0.02	0.01	0	0	0.03
Al ₂ O ₃	18.84	18.77	19.16	18.76	18.84
FeO	0	0	0	0.04	0.04
MnO	0.01	0.03	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0
CaO	0	0.02	0	0.03	0.04
Na ₂ O	0.63	0.71	0.63	0.87	0.86
K ₂ O	15.72	15.74	15.59	15.3	15.33
Total	94.61	93.93	95.42	98.28	97.79
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>					
Si	11.676	11.637	11.678	11.883	11.838
Al	4.362	4.386	4.389	4.149	4.192
Ti	0.003	0.001	0	0	0.004
Fe ²⁺	0	0	0	0.006	0.006
Mn	0.002	0.005	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0
Ca	0	0.004	0	0.006	0.008
Na	0.24	0.273	0.238	0.317	0.315
K	3.943	3.984	3.869	3.666	3.696
Total	20.226	20.29	20.174	20.027	20.059
<u>End members</u>					
Ab	5.7	6.4	5.8	7.9	7.8
An	0	0.1	0	0.2	0.2
Or	94.3	93.5	94.2	91.9	92

PLAGIOCLASE

N° Analyse	6	7	10	11	12	13	14	54.4	55.4	56.4	57.4	74.4
Echantillon	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD23	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1	MD57.1
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	albite	c	albite	c	c	b	c	b	i	i	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	67.95	64.64	67.61	64.5	64.18	67.54	64.25	63.17	62.36	63.45	63.89	63.88
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.05	0.04
Al2O3	20.19	22.31	19.83	22.33	22.5	19.88	22.29	22.7	22.53	22.57	22.58	23.03
FeO	0	0	0	0.01	0.02	0	0	0	0.05	0.07	0	0.02
MnO	0.02	0	0	0	0	0	0.01	0.04	0	0	0	0.1
MgO	0.02	0.02	0.01	0.07	0.01	0	0	0.05	0.01	0	0	0
CaO	0.6	3.04	0.32	3.05	3.17	0.48	3.08	3.44	3.66	3.6	3.43	3.78
Na2O	11.39	9.95	11.57	9.9	9.96	11.68	10	9.4	9.27	9.38	9.47	9.24
K2O	0.11	0.25	0.12	0.21	0.18	0.14	0.23	0.16	0.19	0.26	0.23	0.18
Total	100.28	100.21	99.46	100.07	100.02	99.72	99.86	98.96	98.2	99.55	99.65	100.35
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	11.856	11.376	11.892	11.366	11.325	11.865	11.355	11.262	11.23	11.275	11.309	11.244
Al	4.149	4.624	4.107	4.634	4.676	4.113	4.639	4.766	4.778	4.723	4.707	4.774
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0.007	0.005
Fe2+	0	0	0	0.001	0.003	0	0	0	0.008	0.01	0	0.003
Mn	0.003	0	0	0	0	0	0.001	0.006	0	0	0	0.015
Mg	0.005	0.005	0.003	0.018	0.003	0	0	0.013	0.003	0	0	0
Ca	0.112	0.573	0.06	0.576	0.599	0.09	0.583	0.657	0.706	0.685	0.65	0.713
Na	3.853	3.396	3.946	3.383	3.408	3.978	3.427	3.25	3.237	3.232	3.25	3.154
K	0.024	0.056	0.027	0.047	0.041	0.031	0.052	0.036	0.044	0.059	0.052	0.04
Total	20.002	20.03	20.035	20.025	20.055	20.077	20.057	19.99	20.024	20.015	19.975	19.96
<u>End members</u>												
Ab	96.6	84.4	97.8	84.4	84.2	97	84.4	82.4	81.2	81.3	82.2	80.7
An	2.8	14.2	1.5	14.4	14.8	2.2	14.4	16.7	17.7	17.2	16.4	18.2
Or	0.6	1.4	0.7	1.2	1	0.8	1.3	0.9	1.1	1.5	1.3	1

PLAGIOCLASE

N° Analyse	97.4	103.1	104.1	112.1	98.1	85.4	20.1	21.1	29.1	32.1	37.1	38.1
Echantillon	MD41A	MD19A	MD19A	MD19A	MD19A	MD07	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C
Faciès	MFK	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	c	Myrmékite	Myrmékite	c	c	c	c	c	c	c	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	63.64	57.36	58.81	56.24	59.9	63.25	61.4	62.35	58.89	61.64	62.21	61.36
TiO2	0.07	0.03	0	0	0	0	0	0.03	0.01	0.01	0	0
Al2O3	23.01	23.34	23.64	23.16	24.14	23.01	21.2	21.33	20.8	22.04	21.4	21.65
FeO	0.02	0.01	0.04	0	0.05	0.06	0.01	0.02	0.03	0	0	0.01
MnO	0	0	0.02	0.01	0.05	0	0	0.01	0	0	0.01	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
CaO	3.44	4.59	4.46	4.82	4.99	4.23	2.35	2.41	2.28	2.29	2.33	2.55
Na2O	9.24	8.54	8.41	8.38	8.46	9.08	10.05	9.85	9.86	9.49	9.58	9.4
K2O	0.29	0.2	0.14	0.11	0.12	0.12	0.14	0.11	0.2	0.1	0.15	0.13
Total	100.16	94.07	95.52	92.72	97.71	99.75	95.16	96.11	92.07	95.57	95.68	95.1
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>												
Si	11.245	10.837	10.91	10.789	10.879	11.204	11.38	11.421	11.303	11.337	11.431	11.354
Al	4.788	5.193	5.165	5.233	5.163	4.8	4.627	4.601	4.701	4.774	4.631	4.718
Ti	0.009	0.004	0	0	0	0	0	0.004	0.001	0.001	0	0
Fe2+	0.003	0.002	0.006	0	0.008	0.009	0.002	0.003	0.005	0	0	0.002
Mn	0	0	0.003	0.002	0.008	0	0	0.002	0	0	0.002	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0.003	0	0	0	0	0
Ca	0.651	0.929	0.886	0.991	0.971	0.803	0.467	0.473	0.469	0.451	0.459	0.506
Na	3.166	3.129	3.025	3.117	2.979	3.119	3.612	3.499	3.669	3.384	3.413	3.373
K	0.065	0.048	0.033	0.027	0.028	0.027	0.033	0.026	0.049	0.023	0.035	0.031
Total	19.989	20.142	20.028	20.159	20.036	19.962	20.124	20.029	20.197	19.97	19.971	19.984
<u>End members</u>												
Ab	81.6	76.2	76.7	75.4	74.9	79	87.8	87.5	87.6	87.7	87.4	86.3
An	16.8	22.6	22.5	24	24.4	20.3	11.4	11.8	11.2	11.7	11.7	12.9
Or	1.7	1.2	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	1.2	0.6	0.9	0.8

PLAGIOCLASE

N° Analyse	39.1	40.1	41.1	48.1	49.1	50.1	62.1	49.2
Echantillon	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C	CP05C.5
Faciès	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR
Position	b	i	c	b	i	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>								
SiO2	63.88	59.75	61.44	61.88	61.1	62.55	65.29	65.579
TiO2	0.14	0.01	0	0.01	0.06	0	0.02	0
Al2O3	21.86	21.04	21.53	21.73	22.19	22.35	22.67	21.972
FeO	0.04	0.03	0.01	0.03	0	0.03	0.02	0.028
MnO	0.01	0.03	0.02	0	0	0.04	0	0.045
MgO	0	0.01	0	0	0.01	0	0	0
CaO	2.27	2.25	2.19	2.48	2.7	2.77	2.19	2.276
Na2O	8.88	9.67	9.9	9.77	9.9	9.89	9.63	10.163
K2O	0.24	0.27	0.24	0.11	0.15	0.18	0.16	0.221
Total	97.32	93.06	95.33	96.01	96.11	97.81	99.98	100.28
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 32 oxygènes</u>								
Si	11.493	11.331	11.36	11.353	11.228	11.286	11.448	11.499
Al	4.632	4.699	4.688	4.695	4.802	4.749	4.681	4.537
Ti	0.019	0.001	0	0.001	0.008	0	0.003	0
Fe2+	0.006	0.005	0.002	0.005	0	0.005	0.003	0.004
Mn	0.002	0.005	0.003	0	0	0.006	0	0.007
Mg	0	0.003	0	0	0.003	0	0	0
Ca	0.438	0.457	0.434	0.487	0.532	0.535	0.411	0.428
Na	3.098	3.556	3.549	3.476	3.528	3.46	3.274	3.455
K	0.055	0.065	0.057	0.026	0.035	0.041	0.036	0.049
Total	19.743	20.122	20.093	20.043	20.136	20.082	19.856	19.979
<u>End members</u>								
Ab	86.3	87.2	87.8	87.1	86.2	85.7	88	87.9
An	12.2	11.2	10.7	12.2	13	13.3	11	10.9
Or	1.5	1.6	1.4	0.7	0.9	1	1	1.2

TOURMALINE

N° Analyse	56	64	67.1	68.1	73.5	74.5	81.5	82.5	84.5	85.5	86.5	87.5
Echantillon	CP05	CP05	CP05C	CP05C	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A
Faciès	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG
Position	c	c	c	c	c	b	c	b	c	i	b	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	35.64	35.43	35.77	36.43	36.12	35.66	35.96	36.3	36.5	36.25	36.2	35.72
TiO2	0.63	0.22	0.48	0.8	0.04	0.26	0.21	0.33	0.25	0.36	0.35	0.1
Al2O3	34.65	35.25	33.82	33.96	34.4	34.03	34.06	33.78	34.59	34.53	34.05	35.11
FeO	8.8	8.31	8.93	8.86	11.74	9.02	10.73	8.6	12.02	7.57	9.64	11.19
MgO	4.71	4.26	4.48	4.38	2.27	4.19	3.14	4.65	1.72	5.05	3.97	1.79
CaO	0.34	0.13	0.28	0.34	0.1	0.32	0.21	0.3	0.12	0.23	0.31	0.16
MnO	0.11	0.11	0.47	0.09	0.23	0.13	0.19	0.13	0.39	0.1	0.07	0.35
Na2O	1.91	1.8	2.06	1.95	1.89	1.92	1.96	2.13	1.63	2.01	2	1.68
K2O	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.07	0.07	0	0.05	0.03	0.06	0.07
Total	86.84	85.54	86.32	86.84	86.83	85.6	86.53	86.22	87.27	86.13	86.65	86.17
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 24.5 oxygènes</u>												
Si	5.813	5.833	5.885	5.934	5.96	5.902	5.935	5.951	5.993	5.911	5.933	5.919
AlT	0.19	0.17	0.12	0.07	0.04	0.1	0.07	0.05	0.01	0.09	0.07	0.08
Al	6.655	6.834	6.552	6.515	6.684	6.633	6.62	6.522	6.688	6.63	6.572	6.852
AlY	0.47	0.66	0.43	0.44	0.64	0.53	0.55	0.47	0.68	0.54	0.5	0.77
Ti	0.077	0.027	0.059	0.098	0.005	0.032	0.026	0.041	0.031	0.044	0.043	0.012
Fe2+	1.2	1.144	1.229	1.207	1.62	1.248	1.481	1.179	1.65	1.032	1.321	1.551
Mg	1.145	1.046	1.099	1.064	0.558	1.034	0.773	1.136	0.421	1.228	0.97	0.442
Ca	0.059	0.023	0.049	0.059	0.018	0.057	0.037	0.053	0.021	0.04	0.054	0.028
Mn	0.02	0.02	0.07	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01	0.01	0.05
Na	0.604	0.575	0.657	0.616	0.605	0.616	0.627	0.677	0.519	0.635	0.636	0.54
K	0.01	0.006	0.006	0.006	0.008	0.015	0.015	0	0.01	0.006	0.013	0.015
Total	15.583	15.508	15.606	15.509	15.488	15.557	15.544	15.579	15.383	15.536	15.552	15.409
mg	49	48	47	47	26	45	34	49	20	54	42	22

TOURMALINE

N° Analyse	88.5	90.5	91.5	92.5	93.5	94.5	96.5	97.5	98.5	99.5	81.1	25.1
Echantillon	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD05-2A	MD13	MD46C3
Faciès	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	PEG	ST	ST
Position	b	c	i	i	i	b	c	i	i	b	c	c
Oxydes (%)												
SiO2	36.31	36.44	36.36	35.77	35.83	36.02	35.92	36.26	35.47	36.07	37.24	36.46
TiO2	0.39	0.04	0	0.21	0.15	0.34	0	0.06	0.17	0.56	0.53	0.65
Al2O3	34.92	35.05	34.99	35.2	34.71	34.41	34.89	35.49	34.46	34.31	34.34	33.8
FeO	7.76	12.01	11.48	11.89	11.49	10.15	11.63	11.64	12.02	9.18	6.44	6.69
MgO	4.98	1.89	1.63	2.15	2.47	4.34	1.2	1.69	1.77	3.82	6.22	6.14
CaO	0.29	0.08	0.06	0.08	0.16	0.35	0.14	0.14	0.14	0.3	0.36	0.36
MnO	0.03	0.3	0.27	0.21	0.32	0.1	0.35	0.41	0.24	0.13	0	0.13
Na2O	1.97	1.65	1.64	1.65	1.84	2.42	1.71	1.69	1.85	2.05	1.74	2.01
K2O	0.06	0.08	0.03	0.04	0.03	0.12	0	0.01	0.05	0.06	0.02	0.02
Total	86.71	87.54	86.46	87.2	87	88.25	85.84	87.39	86.17	86.48	86.89	86.26
Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24.5 oxygènes												
Si	5.885	5.961	5.998	5.876	5.899	5.835	5.98	5.932	5.912	5.912	5.973	5.921
AlT	0.12	0.04	0	0.12	0.1	0.17	0.02	0.07	0.09	0.09	0.03	0.08
Al	6.666	6.752	6.797	6.81	6.73	6.565	6.841	6.837	6.764	6.623	6.487	6.464
AlY	0.55	0.71	0.8	0.69	0.63	0.4	0.82	0.77	0.67	0.53	0.46	0.38
Ti	0.048	0.005	0	0.026	0.019	0.041	0	0.007	0.021	0.069	0.064	0.079
Fe2+	1.052	1.643	1.584	1.634	1.582	1.375	1.619	1.592	1.675	1.258	0.864	0.909
Mg	1.203	0.461	0.401	0.527	0.606	1.048	0.298	0.412	0.44	0.933	1.487	1.486
Ca	0.05	0.014	0.011	0.014	0.028	0.061	0.025	0.025	0.025	0.053	0.062	0.063
Mn	0	0.04	0.04	0.03	0.04	0.01	0.05	0.06	0.03	0.02	0	0.02
Na	0.619	0.523	0.525	0.526	0.587	0.76	0.552	0.536	0.598	0.652	0.541	0.633
K	0.012	0.017	0.006	0.008	0.006	0.025	0	0.002	0.011	0.013	0.004	0.004
Total	15.535	15.416	15.362	15.451	15.497	15.72	15.365	15.403	15.476	15.533	15.482	15.579
mg	53	22	20	24	28	43	16	21	21	43	63	62

TOURMALINE

N° Analyse	26.1	36.1
Echantillon	MD46C3	MD46C3
Faciès	ST	ST
Position	c	c
<u>Oxydes (%)</u>		
SiO ₂	36.28	37.36
TiO ₂	0.64	0.79
Al ₂ O ₃	32.3	32.92
FeO	6.96	5.88
MgO	6.63	6.23
CaO	0.52	0.42
MnO	0	0.04
Na ₂ O	2.1	2.01
K ₂ O	0.03	0.01
Total	85.46	85.66
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 24.5 oxygènes</u>		
Si	5.967	6.071
Al ^T	0.03	0.07
Al	6.257	6.3
Al ^Y	0.23	0.37
Ti	0.079	0.097
Fe ²⁺	0.957	0.799
Mg	1.626	1.509
Ca	0.092	0.073
Mn	0	0.01
Na	0.67	0.633
K	0.006	0.002
Total	15.654	15.494
<i>mg</i>	63	65

MONAZITES

N° Analyse	1.8	2.8	3.8	4.8	5.8	6.8	7.8	8.8	9.8	10.8	11.8	12.8
Echantillon	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK
Position	c	b	c	b	c	b	c	i	i	b	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
P2O5	27.003	29.047	30.368	28.195	27.987	28.889	28.018	29.119	29.011	27.789	28.487	28.379
CaO	1.839	1.139	1.513	1.439	1.169	1.449	1.384	1.319	1.454	1.324	1.165	1.503
SiO2	0.426	0.948	0.793	0.994	0.895	0.587	1.152	1.022	1.058	1.019	0.96	0.827
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003
ThO2	7.959	7.066	7.163	7.245	7.434	6.98	9.272	8.858	9.261	9.022	7.462	7.96
UO2	1.066	0.541	1.055	1.027	0.516	0.998	0.699	0.571	0.69	0.453	0.567	0.959
Y2O3	1.982	2.123	2.116	1.478	1.432	1.46	1.417	1.533	1.503	1.524	2.059	1.601
HfO2	0.041	0.135	0.042	0	0	0	0.017	0.13	0.073	0.022	0.016	0.012
La2O3	12.136	13.322	13.706	13.687	13.941	12.563	12.81	13.096	12.731	12.964	13.031	13.159
Ce2O3	26.101	27.735	27.834	27.466	28.515	27.044	26.861	27.121	26.762	27.165	27.865	26.877
Pr2O3	2.937	3.006	2.642	2.93	3.001	3.072	2.844	2.799	2.675	2.781	3.092	3.002
Nd2O3	11.407	11.772	11.15	11.346	11.401	11.496	11.302	11.188	11.459	11.137	11.66	11.278
Sm2O3	2.404	2.096	1.993	1.924	1.984	2.064	2.083	2.148	2.052	1.974	2.237	1.959
Total	95.3	98.93	100.38	97.73	98.27	96.6	97.86	98.9	98.73	97.17	98.6	97.52
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de la somme P+Si = 1</u>												
Si	0.018	0.037	0.03	0.04	0.036	0.023	0.046	0.04	0.041	0.042	0.038	0.033
P	0.981	0.963	0.97	0.96	0.963	0.976	0.954	0.961	0.959	0.959	0.962	0.967
La	0.192	0.192	0.191	0.203	0.209	0.185	0.19	0.188	0.183	0.195	0.192	0.195
Ce	0.41	0.397	0.384	0.404	0.424	0.395	0.395	0.386	0.382	0.405	0.407	0.396
Pr	0.046	0.043	0.036	0.043	0.044	0.045	0.042	0.04	0.038	0.041	0.045	0.044
Nd	0.175	0.164	0.15	0.163	0.165	0.164	0.162	0.156	0.16	0.162	0.166	0.162
Sm	0.036	0.028	0.026	0.027	0.028	0.028	0.029	0.029	0.028	0.028	0.031	0.027
Y	0.045	0.044	0.042	0.032	0.031	0.031	0.03	0.032	0.031	0.033	0.044	0.034
U	0.01	0.005	0.009	0.009	0.005	0.009	0.006	0.005	0.006	0.004	0.005	0.009
Th	0.078	0.063	0.062	0.066	0.069	0.063	0.085	0.079	0.082	0.084	0.068	0.073
Ca	0.085	0.048	0.061	0.062	0.051	0.062	0.06	0.055	0.061	0.058	0.05	0.065
Total	2.076	1.984	1.961	2.009	2.025	1.981	1.999	1.971	1.971	2.011	2.008	2.005

MONAZITES

N° Analyse	13.8	14.8	15.8	16.8	17.8	18.8	19.8	20.8	22.8	23.8	24.8	25.8
Echantillon	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD07.2	MD07.2	MD07.2	MD07.2
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	c	b	c	c	c	c	c	c	c	b	c	b
<u>Oxydes (%)</u>												
P2O5	28.929	29.548	29.769	28.382	28.906	30.277	29.269	29.568	29.548	28.529	29.62	29.36
CaO	1.205	1.465	1.911	1.243	1.038	0.973	1.163	1.453	0.772	0.704	0.901	0.804
SiO2	0.84	0.775	0.312	0.836	1.01	0.386	0.888	0.433	0.796	0.76	0.55	0.595
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.036	0	0
ThO2	7.122	6.841	7.911	7.486	7.241	3.906	7.557	5.711	5.711	5.16	5.132	5.023
UO2	0.544	0.712	1.133	0.491	0.113	0.354	0.569	1.641	0.236	0.11	0.156	0.121
Y2O3	1.678	1.631	2.829	1.505	1.356	0.756	1.414	2.023	0	0	0.108	0
HfO2	0.055	0.009	0.019	0.038	0.03	0.316	0.119	0	0.109	0.141	0.119	0.094
La2O3	13.865	13.084	11.563	13.536	12.63	14.315	13.482	13.196	16.205	16.413	14.439	16.155
Ce2O3	28.209	27.247	25.763	27.857	27.829	30.405	27.994	27.644	30.106	30.407	30.099	30.089
Pr2O3	3.033	2.945	2.634	2.966	3.351	3.127	2.994	2.995	3.01	3.038	3.242	3.051
Nd2O3	11.537	11.863	11.15	11.261	12.247	13.315	11.938	11.604	12.691	12.454	13.445	12.283
Sm2O3	1.949	1.946	2.403	2.014	2.484	2.402	2.034	2.033	1.41	1.497	2.029	1.213
Total	98.97	98.07	97.4	97.61	98.24	100.53	99.42	98.3	100.59	99.25	99.84	98.79
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de la somme P+Si = 1</u>												
Si	0.033	0.03	0.012	0.034	0.04	0.015	0.035	0.017	0.031	0.031	0.021	0.023
P	0.967	0.97	0.988	0.966	0.961	0.986	0.965	0.983	0.969	0.97	0.978	0.976
La	0.202	0.187	0.167	0.2	0.183	0.203	0.194	0.191	0.231	0.243	0.207	0.234
Ce	0.407	0.386	0.369	0.41	0.399	0.428	0.399	0.397	0.427	0.446	0.429	0.432
Pr	0.044	0.042	0.038	0.043	0.048	0.044	0.042	0.043	0.042	0.044	0.046	0.044
Nd	0.163	0.164	0.156	0.162	0.172	0.183	0.166	0.163	0.176	0.178	0.187	0.172
Sm	0.026	0.026	0.032	0.028	0.034	0.032	0.027	0.027	0.019	0.021	0.027	0.016
Y	0.035	0.034	0.059	0.032	0.028	0.015	0.029	0.042	0	0	0.002	0
U	0.005	0.006	0.01	0.004	0.001	0.003	0.005	0.014	0.002	0.001	0.001	0.001
Th	0.064	0.06	0.071	0.068	0.065	0.034	0.067	0.051	0.05	0.047	0.046	0.045
Ca	0.051	0.061	0.08	0.054	0.044	0.04	0.049	0.061	0.032	0.03	0.038	0.034
Total	1.997	1.966	1.982	2.001	1.975	1.983	1.978	1.989	1.979	2.011	1.982	1.977

MONAZITES

N° Analyse	26.8	27.8	28.8	29.8	30.8
Echantillon	MD07.2	MD07.2	MD07.2	MD07.2	MD07.2
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>					
P2O5	29.293	29.611	30.073	29.388	29.797
CaO	0.859	1.046	1.008	0.83	0.942
SiO2	0.757	0.567	0.682	0.721	0.516
FeO	0.003	0	0	0	0
ThO2	5.044	6.181	5.996	5.409	5.228
UO2	0.151	0.184	0.141	0.033	0.119
Y2O3	0.108	0.242	0.228	0.134	0.857
HfO2	0.051	0.104	0.127	0.075	0.065
La2O3	15.516	12.232	13.836	15.625	14.006
Ce2O3	30.02	28.105	28.851	29.728	28.754
Pr2O3	2.925	3.328	3.131	2.843	3.102
Nd2O3	12.956	13.903	13.381	12.371	13.223
Sm2O3	1.634	2.819	2.014	1.322	2.012
Total	99.32	98.32	99.47	98.48	98.62
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de la somme P+Si = 1</u>					
Si	0.03	0.022	0.026	0.028	0.02
P	0.97	0.978	0.974	0.972	0.98
La	0.224	0.176	0.195	0.225	0.201
Ce	0.429	0.401	0.403	0.425	0.409
Pr	0.042	0.047	0.044	0.04	0.044
Nd	0.181	0.194	0.183	0.172	0.183
Sm	0.022	0.038	0.027	0.018	0.027
Y	0.002	0.005	0.005	0.003	0.018
U	0.001	0.002	0.001	0	0.001
Th	0.045	0.055	0.052	0.048	0.046
Ca	0.036	0.044	0.041	0.035	0.039
Total	1.982	1.962	1.951	1.966	1.968

ZIRCON

N° Analyse	38.9	31.12	32.12	33.12	34.12	35.12	36.12	37.12	39.12	40.12	31.8	32.8	33.8
Echantillon	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD41A	MD07	MD07	MD07
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	GMG	GMG	GMG
Position	c	c-hérité	b	c	b	c	c	c	c	b	c	i	i
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	29.61	32.23	31.58	32.37	31.78	32.35	32.09	32.43	32.21	32.21	32.56	31.28	30.60
P2O5	1.881	0.24	0.32	0.18	0.18	0.22	0.07	0.15	0.13	0.2	0.181	1.959	1.686
Al2O3	0.128	0.19	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0
FeO	0.327	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.009	0.001	0.018
CaO	0	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.1	0.02	0.01	0.01	0	0	0.017
HfO2	1.31	1.11	1.97	1.06	1.66	1.15	1.74	1.25	1.37	1.67	1.32	2.14	2.55
ZrO2	63.94	67.52	62.69	63.88	63.55	64.68	64.57	64.85	65.14	64.54	63.96	63.05	61.03
Y2O3	2.114	0.26	0.17	0.32	0.09	0.03	0.07	0.13	0.02	0	0.042	1.902	1.86
ThO2	0.16	0.09	0	0.21	0.09	0.01	0	0	0	0.04	0.032	0	0.053
UO2	0.729	0.21	0.8	0	0.33	0.17	0.39	0	0.08	0.19	0	0.581	1.132
La2O3	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.174	0.034
Ce2O3	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Sm2O3	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.12	0
Pr2O3	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.005	0.075	0
Yb2O3	0.189	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Lu2O3	0.093	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Total	100.48	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	98.1	101.28	98.98
<u>Cations (a.f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.867	3.986	3.863	3.882	3.9	3.911	3.916	3.914	3.937	3.908	3.877	3.744	3.726
Si	3.672	3.902	3.99	4.034	3.999	4.012	3.992	4.014	3.992	4	4.048	3.809	3.83
P	0.2	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.2	0.18
Al	0.019	0.027	0	0	0	0	0	0	0.003	0	0	0	0
Fe2+	0.034	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0.002
Ca	0	0.003	0.004	0.001	0.003	0.001	0.013	0.003	0.001	0.001	0	0	0.002
Y	0.139	0.017	0.011	0.021	0.006	0.002	0.005	0.009	0.001	0	0.003	0.123	0.124
Th	0.005	0.002	0	0.006	0.003	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0.002
U	0.02	0.006	0.022	0	0.009	0.005	0.011	0	0.002	0.005	0	0.016	0.032
Hf	0.046	0.038	0.071	0.038	0.06	0.041	0.062	0.044	0.048	0.059	0.047	0.074	0.091
La	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.008	0.002
Ce	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Sm	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.005	0
Pr	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0.003	0
Yb	0.007	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Lu	0.003	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	0	0
Total	8.012	8.001	7.991	8.002	8	7.992	8.009	8.004	7.994	7.994	7.997	7.982	7.991
Zr/Hf	42.72	53.11	27.78	52.62	33.42	49.11	32.4	45.3	41.51	33.74	42.43	25.7	20.92

ZIRCON

N° Analyse	34.8	35.8	36.8	38.8	39.8	40.8	41.8	42.8	43.8	44.8	45.8	46.8	27.9
Echantillon	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG
Position	b	c	i	b	c	i	b	c	i	i	i	b	b
<u>Oxydes (%)</u>													
SiO2	28.85	32.09	30.08	30.55	31.79	30.97	30.81	31.76	31.75	30.72	27.45	31.36	32.06
P2O5	1.291	0.191	0.705	0.282	0.121	1.057	0.741	0.474	0.444	1.166	3.177	0.47	0.41
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0.479	0.007	0.413	0.35	0.006	0.007	0.141	0	0.023	0.022	0.058	0.035	0
CaO	2.101	0.012	1.193	0.22	0.007	0.012	0.061	0.019	0.015	0.028	0.215	0.057	0
HfO2	2.81	1.10	3.15	3.95	1.33	2.12	2.52	1.04	1.37	2.17	1.88	2.30	1.59
ZrO2	57.83	64.50	60.42	60.73	66.03	62.83	61.95	65.48	66.79	65.27	56.29	64.70	61.05
Y2O3	1.058	0.166	0.444	0.362	0	1.404	1.267	0.649	0.423	1.055	4.377	0.241	0.368
ThO2	0	0.011	0.142	0.15	0.043	0	0.093	0.054	0.043	0.14	0	0.079	0.057
UO2	1.7	0.125	1.184	0.727	0	0.435	0.621	0.044	0.089	0.405	1.904	0.997	0.156
La2O3	0.014	0	0.408	0	0	0	0	0.014	0.074	0	0.03	0.45	0
Ce2O3	0.047	0.147	0	0	0.007	0	0	0	0	0	0.004	0.011	0
Sm2O3	0	0	0.046	0	0	0.062	0.099	0.045	0	0	0	0.041	0
Pr2O3	0	0.005	0.103	0	0.057	0	0.034	0	0	0	0	0	0
Yb2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.071
Lu2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.066
Total	96.18	98.36	98.29	97.32	99.39	98.89	98.34	99.59	101.02	100.98	95.39	100.74	95.83
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>													
Zr	3.676	3.919	3.763	3.809	3.992	3.829	3.817	3.942	3.983	3.919	3.593	3.908	3.784
Si	3.761	3.998	3.843	3.93	3.941	3.871	3.893	3.921	3.883	3.783	3.593	3.885	4.075
P	0.14	0.02	0.08	0.03	0.01	0.11	0.08	0.05	0.05	0.12	0.35	0.05	0.04
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2+	0.052	0.001	0.044	0.038	0.001	0.001	0.015	0	0.002	0.002	0.006	0.004	0
Ca	0.293	0.002	0.163	0.03	0.001	0.002	0.008	0.003	0.002	0.004	0.03	0.008	0
Y	0.073	0.011	0.03	0.025	0	0.093	0.085	0.043	0.027	0.069	0.305	0.016	0.025
Th	0	0	0.004	0.004	0.001	0	0.003	0.002	0.001	0.004	0	0.002	0.002
U	0.049	0.003	0.034	0.021	0	0.012	0.017	0.001	0.002	0.011	0.055	0.027	0.004
Hf	0.105	0.039	0.115	0.145	0.047	0.076	0.091	0.037	0.048	0.076	0.07	0.081	0.058
La	0.001	0	0.019	0	0	0	0	0.001	0.003	0	0.001	0.021	0
Ce	0.002	0.007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sm	0	0	0.002	0	0	0.003	0.004	0.002	0	0	0	0.002	0
Pr	0	0	0.005	0	0.003	0	0.002	0	0	0	0	0	0
Yb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003
Lu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003
Total	8.152	8	8.102	8.032	7.996	7.997	8.015	8.002	8.001	7.988	8.003	8.004	7.994
Zr/Hf	17.94	51.01	16.76	13.42	43.38	25.91	21.51	54.76	42.47	26.21	26.1	24.6	33.57

ZIRCON

N° Analyse	28.9	29.9	30.9	31.9	32.9	33.9	34.9	35.9	36.9	37.9	41.12	46.12
Echantillon	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	MD07	CP5	CP5
Faciès	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	GMG	TOUR	TOUR
Position	c	c	c	c	c	b	c	b	c	b	c	c
<u>Oxydes (%)</u>												
SiO2	32.09	33.44	32.27	32.37	32.29	32.57	32.20	32.07	32.12	29.88	29.80	29.96
P2O5	0.316	0.173	0.123	0.148	0.151	0.092	0	0.27	0.122	0.433	0.29	0.3
Al2O3	0	0.421	0.005	0	0	0	0	0.025	0.004	0.135	0.14	0.01
FeO	0.003	0.017	0.025	0.003	0.005	0.01	0	0.076	0	0.44	nd	nd
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0.01
HfO2	1.26	1.59	1.30	1.15	1.37	1.34	1.43	1.47	1.42	2.66	1.49	1.04
ZrO2	62.13	60.55	63.64	62.80	62.80	63.47	62.53	61.81	63.05	61.80	62.57	62.59
Y2O3	0.108	0	0.161	0	0.032	0.14	0	0.411	0.334	0.661	0.28	0.44
ThO2	0	0.014	0	0.004	0	0.053	0.05	0.053	0	0	0.03	0.04
UO2	0.094	0.05	0	0.033	0	0	0.052	0.296	0.017	1.041	0.05	0.03
La2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	nd	nd
Ce2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	nd	nd
Sm2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	nd	nd
Pr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	nd	nd
Yb2O3	0.049	0.106	0	0.047	0.041	0.009	0.033	0.06	0.037	0.134	nd	nd
Lu2O3	0.027	0.022	0.019	0.053	0	0.015	0.003	0.007	0.023	0.062	nd	nd
Total	96.07	96.38	97.54	96.62	96.69	97.71	96.3	96.54	97.13	97.24	nd	nd
<u>Cations (a./f.u.)</u> <u>Calculé sur la base de 16 oxygènes</u>												
Zr	3.838	3.689	3.886	3.857	3.859	3.864	3.864	3.813	3.87	3.884	3.98	3.983
Si	4.064	4.179	4.041	4.078	4.069	4.066	4.081	4.058	4.043	3.85	3.887	3.91
P	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0	0.03	0.01	0.05	0.03	0.03
Al	0	0.062	0.001	0	0	0	0	0.004	0.001	0.02	0.022	0.002
Fe2+	0	0.002	0.003	0	0.001	0.001	0	0.008	0	0.047	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.008	0.001
Y	0.007	0	0.011	0	0.002	0.009	0	0.028	0.022	0.045	0.019	0.031
Th	0	0	0	0	0	0.002	0.001	0.002	0	0	0.001	0.001
U	0.003	0.001	0	0.001	0	0	0.001	0.008	0	0.03	0.001	0.001
Hf	0.045	0.057	0.046	0.041	0.049	0.048	0.052	0.053	0.051	0.098	0.055	0.039
La	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ce	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	0.002	0.004	0	0.002	0.002	0	0.001	0.002	0.001	0.005	0	0
Lu	0.001	0.001	0.001	0.002	0	0.001	0	0	0.001	0.002	0	0
Total	7.99	8.015	7.999	8.001	8.002	8.001	8	8.006	7.999	8.031	8.003	7.998
Zr/Hf	43.22	33.29	42.74	47.52	40.08	41.23	38.28	36.78	38.66	20.29	36.66	52.55

APATITE

N° Analyse	38.12	50.12	51.12	52.12	53.12	54.12	18	19	20	61.12	62.12	55.12	56.12	57.12	58.12
Echantillon	MD41A	MD41A2	MD41A2	MD41A2	MD41A2	MD41A2	CP05C	CP05C	CP05C	CP5C-5	CP5C-5	MD5C	MD5C	MD5C	MD5C
Faciès	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	MFK	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	TOUR	PEG	PEG	PEG	PEG
Position	c	c	c	b	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c	c
<u>Oxydes (%)</u>															
SiO2	0.12	0.09	0.03	0.06	0.07	0.24	0.1	0.08	0.05	0.07	0.07	0.07	0.04	0	0.01
FeO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.15	0.09	0.05	nd	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.5	0.49	0.39	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Al2O3	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0.02	0	0	0.02	0	0	0.01
CaO	54.17	55.51	54.8	55.15	53.7	53.56	55.19	54.91	55.19	53.89	54.33	54.42	53.98	54.16	54.56
P2O5	39.25	41.76	39.09	39.59	37.86	37.96	42.2	42.99	43.31	39.14	38.23	39.73	39.08	40.43	41.23
F	3.36	3.61	2.83	2.94	3.62	3.06	3.78	3.47	3.7	3.5	3.69	2.92	3.09	3.26	2.77
Cl	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.01	0	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	96.91	100.97	96.75	97.74	95.25	94.83	101.93	102.04	102.71	96.6	96.32	97.16	96.19	97.85	98.58
<u>Cations (a./f.u.) Calculé sur la base de 26 oxygènes</u>															
Fe2+	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.022	0.013	0.007	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.074	0.072	0.057	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca	10.674	10.445	10.788	10.743	10.855	10.794	10.304	10.164	10.161	10.668	10.867	10.633	10.693	10.506	10.427
Si	0.022	0.016	0.006	0.011	0.013	0.045	0.017	0.014	0.009	0.013	0.013	0.013	0.007	0	0.002
P	6.111	6.209	6.081	6.094	6.047	6.045	6.226	6.288	6.301	6.122	6.043	6.134	6.117	6.197	6.226
Total	16.807	16.67	16.875	16.848	16.915	16.884	16.643	16.551	16.535	16.803	16.923	16.78	16.817	16.703	16.655

Annexe 06

**Analyses chimiques
des minéraux
des pegmatites**

Echantillon Pegmatite	MUSCOVITE												
	MD05F2 Route	MD48A Tim	MD51E1 Ênio	MD51E2 Ênio	MD72A1 Sap. Norte	MD74A Vala Gr.	MD81 Itatiaia	MD81B Itatiaia	MD82C1 P. Vasc.	MD83A Proberil	MD83C Proberil	MD07M Granite GMG	MD41AM Granite MFK
<u>Oxydes</u>													
SiO2	45.17	44.75	44.1	44.64	44.14	45.28	44.18	44.82	44.17	44.53	44.82	46.15	46.91
TiO2	0.179	0.127	0.039	0.21	0.061	0.068	0.04	0.044	0.05	0.076	0.153	0.301	0.737
Al2O3	33.89	33.56	34.31	33.34	33.78	36.45	33.31	33.35	33.62	35.6	33.83	32.95	32.22
FeO	1.58	1.87	1.44	1.55	1.52	0.71	3	2.65	1.91	0.75	1.3	2.18	1.51
MnO	0.049	0.095	0.069	0.028	0.031	0.017	0.128	0.152	0.041	0.02	0.027	0.034	0.019
MgO	0.66	0.13	0.04	0.79	0.08	0.11	0.04	0.22	0.16	0.05	0.49	0.84	0.86
CaO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.1	0.16
Na2O	0.67	0.64	0.66	0.7	0.88	0.79	0.6	0.57	0.67	0.77	0.66	0.48	0.68
K2O	10.29	10.14	10.1	10.15	9.81	10.27	10.16	10.22	10.05	10.13	10.04	10.63	10.27
P2O5	0.03	0.02	0.04	0.07	0.03	0.09	0.01	0.01	0.02	0.08	0.07	0.05	0.08
LOI	6.56	7.09	7.49	7.48	7.91	6.75	7.87	6.72	7.77	7.59	7.46	6.37	5.92
Total	99.09	98.43	98.28	98.92	98.24	100.48	99.37	98.79	98.47	99.55	98.81	100.04	99.29
Sn	54.5	290.1	448.9	155.8	443.9	338	716.7	695.7	164.5	218.7	123.3	50.7	28
Cs	<5	113.7	75.5	26.6	193.2	67.5	233.7	733.9	26.4	43	22.2	<5	7.5
Ba	22.9	<3.5	<3.5	28.7	<3.5	<3.5	<3.5	59.5	<3.5	<3.5	<3.5	93.7	290.9
La	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	29.4
Ce	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	72.5
Ni	2.4	4.6	14.2	<2	5.9	6.6	11.3	14	3.7	10.9	2.9	4	5
Zn	43.7	135.5	204.5	51.1	173.2	81.6	587.3	305.3	134	107.1	64.7	62.9	39.6
Ga	68.9	105.3	119.8	54	68.7	71.7	100.9	63.6	102.9	70.4	60.3	80.9	70.4
Rb	415	1467.6	2090	550.7	1489.3	1125.4	3059.2	2177.2	990.7	1124.7	770.6	495.1	461.5
Sr	8.4	8.6	10.4	9.7	9.5	7.8	11.9	17.5	7.6	7.9	7.7	16.5	18.4
Y	1.9	<1.5	<1.5	2.1	<1.5	<1.5	<1.5	<1.5	<1.5	<1.5	<1.5	4.3	12
Zr	8.2	8.5	7.3	7.2	7.7	7.7	7	7.2	8.4	6.7	7.6	28.7	172.5
Nb	45.7	181.8	266.2	71	189.7	119.5	295.8	116.5	138.9	83.6	69	52.5	40.9
Hf	3.2	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3	<3	<3	6.5
W	26.1	<3	10.1	18	<3	<3	<3	<3	6.5	<3	6.2	7	10.6
Pb	7.4	<3	<3	7.1	12.7	8.7	10.8	26	5.5	10.3	10.6	5.4	9.6
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	20.7
U	3.5	3.5	<3	4	<3	<3	<3	3.5	<3	<3	<3	<3	5.1
K (ppm)	85420	84175	83843	84258	81436	85254	84341	84839	83428	84092	83345	88243	85254

	FELDSPATH					GRENAT		TOURMALINE				LEPIDOLITE
Echantillon	MD34A1	MD48C3	MD51F	MD72B1	MD07F	MD05E	MD48B	MD06A1	MD51G	MD74F	MD83B	MD81F
Pegmatite	São Pedro	Tim	Ênio	Sap. Norte	Granite GMG	Route	Tim	Route	Ênio	Vala Gr.	Proberil	Itatiaia
<u>Oxydes</u>												
SiO2	65.6	64.75	64.35	60.93	65.05	36.16	36.59	38.32	35.97	35	35.68	64.37
TiO2	0.009	0.008	0.013	0.01	0.023	0.034	0.05	0.261	0.241	0.226	0.323	0.008
Al2O3	18.71	19.57	19.46	17.76	19.18	20.47	20.49	32.32	34.54	34.28	34.26	19.51
FeO	0.04	0.04	0.08	0.06	0.17	27	21.77	10.63	11.65	13.86	9.69	0.05
MnO	0.005	0.012	0.026	0.003	0.008	13.421	19.132	0.138	0.128	0.299	0.321	0.268
MgO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	1.22	0.13	3.39	2.54	0.82	3.96	0
CaO	0.08	0.04	0.04	0.04	1.01	0.43	0.55	0.1	0.09	0.1	0.09	0.03
Na2O	2.37	2.92	2.91	2.41	3.01	0.04	0.16	2.05	1.98	1.83	1.96	0.33
K2O	13.52	12.82	12.64	12.64	11.14	0.02	0.09	0.08	0.18	0.05	0.09	7.62
P2O5	0.04	0.92	0.92	0.3	0.12	0.25	0.19	0.02	0.03	0.02	0.13	0.02
LOI	0.24	0.37	0.33	0.4	0.36	0	0	2.54	2.39	2.22	2.58	4.56
Total	100.59	100.54	99.87	94.26	99.98	98.79	98.96	89.83	89.71	88.68	88.95	96.75
Sn	12.2	11	13.3	18.3	<3	12.9	47.4	9.8	25.8	27.2	9.6	167
Cs	10.9	28.7	27	128.3	6.6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	3623.2
Ba	12.4	34.2	44.8	16.5	1810.6	<3.5	<3.5	<3.5	3.5	37	6.8	<3.5
La	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5	<7.5
Ce	<8	<8	<8	<8	21.2	10.7	9.1	13.4	16.9	16.7	15.7	<8
Ni	<2	2	<2	5.7	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	32.8
Zn	3.6	2.9	4.2	4.6	10.1	81.8	122.8	475.6	859	1213.8	471.9	29.3
Ga	13.7	10.1	9.7	11.5	14	16.7	22.2	30.3	46.2	68.3	37.6	55.7
Rb	467.1	624.5	605.8	1292.3	314.4	<2	3.2	<2	13.9	<2	<2	9145.1
Sr	30.1	16.6	18.8	13.3	167.8	5.3	7.6	15.5	7.4	8.2	8.4	21.5
Y	1.7	<1.5	<1.5	<1.5	5.9	302.7	137.6	1.7	2.7	4	2.6	<1.5
Zr	6.7	7.4	7	8	27.9	32.7	18.8	8.7	6.2	8.6	6	7
Nb	1.7	2.1	1.7	<1.5	2.4	<1.5	<1.5	3.7	4.9	4.9	3.5	28.6
Hf	<3	4.7	<3	<3	3.5	<3	4.8	<3	<3	<3	<3	3.4
W	3.9	4.6	3.6	<3	<3	19.1	11.8	<3	<3	<3	<3	3.6
Pb	74	125.7	118.3	203.9	59.9	<3	<3	29.9	5.4	7.7	7.1	<3
Th	<3	<3	<3	<3	<3	20.2	<3	<3	<3	<3	<3	<3
U	<3	<3	<3	<3	3.8	11	4.1	11.5	<3	<3	<3	3.2
K (ppm)	112234	106423	104928	104928	92476	166	747	664	1494	415	747	63256

Annexe 07

Liste des minéraux identifiés dans les pegmatites de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Correia Neves *et al.*, 1980; Cassedanne & Cassedanne, 1981; Cassedanne, 1986)

Liste de minéraux identifiés dans les pegmatites de la région de Conselheiro Pena et Galiléia

(1)- Cristallisation primaire ; (2)- Cristallisation dans les poches de substitution;
(3)- Cristallisation hydrothermale tardive; (4)- Cristallisation supergénique.

Albite (1)	NaAlSi ₃ O ₈
Cleavelandite (2)	"
Microcline (1)	KAlSi ₃ O ₈
Amazonite (2)	Microcline vert
Muscovite (1,2)	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂
Lépidolite (2)	K(Li, Al) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂
Biotite (1)	K(Mg,Fe ²⁺) ₃ (Al,Fe ³⁺)Si ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂
Quartz (1,2,3,4)	SiO ₂
Spodumène (2)	LiAlSi ₂ O ₆
Kunzite (2)	Spodumène rose
Spessartine (1,2)	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
Groupe de la tourmaline (1,2)	(Na,Ca)(Li,Mg,Fe ²⁺ ,Al) ₃ (Al,Fe ³⁺) ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄ (schörlite, elbaite, idiocolite, rubellite)
Béryl (1,2)	Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈
Acqua marine (1)	Béryl bleu
Morganite (2)	Béryl rose
Sphène (1)	CaTiSiO ₅
Columbite-tantalite (1)	(Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆
Cassitérite (1)	SnO ₂
Hématite (1)	Fe ₂ O ₃
Uraninite (4)	UO ₂
Soufre (4)	S
Stokesite (2)	CaSnSi ₃ O ₉ .2H ₂ O
Woelsendorfite (4)	(Pb,Ca)U ₂ O ₇ .2H ₂ O
Bismute (2)	Bi
Cookeite (3)	LiAl ₄ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₈
Dickite (3)	Al ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₄
Hoernesite (4)	Mg ₃ (AsO ₄) ₂ .8H ₂ O
Karibibite (3)	Fe ³⁺ ₂ As ³⁺ ₄ (O,OH) ₉
Loellingite (2)	FeAs ₂
Microlite (3)	(Na,Ca)Ta ₂ O ₆ (O,OH,F)
Montmorillonite (3,4)	(Na,Ca) _{0,33} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ .nH ₂ O
Nontronite (4)	Na _{0,33} Fe ³⁺ ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ .nH ₂ O
Opal (2,3)	SiO ₂ .nH ₂ O
Pharmacosiderite (4)	KFe ³⁺ ₄ (AsO ₄) ₃ (OH) ₄ .6-7H ₂ O
Schneiderhohnite (2)	Fe ²⁺ ₈ As ³⁺ ₁₀ O ₂₃
Scorodite (4)	Fe ³⁺ AsO ₄ .2H ₂ O
Phosphates	
Alluaudite (2)	(Na,Ca)Fe ³⁺ (Mn,Fe ³⁺ ,Fe ³⁺ ,Mg) ₂ (PO ₄) ₃
Amblygonite (2)	(Li,Na)Al(PO ₄)(F,OH)
Arrojadite (2)	KN ₂ CaMn ₄ Fe ₁₀ Al(PO ₄) ₁₂ (OH,F) ₂
Béryllonite (2)	NaBePO ₄
Brasilianite (3)	NaAl ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₄
Childrénite (3)	Fe ²⁺ Al(PO ₄)(OH) ₂ .H ₂ O
Cyrllovite (3)	NaFe ³⁺ ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₄ .2H ₂ O
Fluorapatite (3)	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F
Graftonite (2)	(Fe ²⁺ ,Mn,Ca,Mg) ₃ (PO ₄) ₂
Herdérite (3)	CaBe(PO ₄)F
Hétérosite (4)	(Fe ³⁺ ,Mn ³⁺)PO ₄
Laueite (3)	Mn ²⁺ Fe ³⁺ ₂ (PO ₄) ₂ (OH) ₂ .8H ₂ O
Ludlamite (3)	(Fe ²⁺ ,Mg,Mn) ₃ (PO ₄) ₂ .4H ₂ O
Messélite (3)	Ca ₂ (Fe ²⁺ ,Mn)(PO ₄) ₂ .2H ₂ O
Phosphoferrite (3)	(Fe ²⁺ ,Mn) ₃ (PO ₄) ₂ .3H ₂ O
Phosphosidérite (4)	Fe ³⁺ PO ₄ .2H ₂ O
Phosphuranylite (4)	Ca(UO ₂) ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₂ .6H ₂ O
Rockbridgeite (3)	(Fe ²⁺ ,Mn)Fe ³⁺ ₄ (PO ₄) ₃ (OH) ₃
Roscherite (3)	Ca(Fe ²⁺ ,Mn) ₂ Be ₃ (PO ₄) ₃ (OH) ₃ .2H ₂ O
Saleeite (3)	Mg(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ .10H ₂ O
Sarcopsite (2)	(Fe ²⁺ ,Mn,Mg) ₃ (PO ₄) ₂
Tavorite (3)	LiFe ³⁺ (PO ₄)OH
Triphylite (2)	Li(Fe ²⁺ ,Mn)PO ₄
Vivianite (3,4)	Fe ²⁺ ₃ (PO ₄) ₂ .8H ₂ O
Whitite (3)	Ca(Fe ²⁺ ,Mn ²⁺)Mg ₂ Al ₂ (PO ₄) ₄ (OH) ₂ .8H ₂ O
Wolféite (3)	(Fe ²⁺ ,Mn) ₂ (PO ₄)(OH)

Annexe 08

Carte géologique

de la région de

Conselheiro Pena et Galiléia

Annexe 09

Carte de localisation
des affleurements étudiés
dans la région de
Conselheiro Pena et Galiléia

Annexe 10

Coordonnées UTM

des

affleurements étudiés

Coordonnées (UTM)		
Affleur.	W	S
MD01	241092	7878697
MD02	240600	7879800
MD03	24002	7880577
MD04	258700	7879400
MD05	251833	7883448
MD06	240451	7882144
MD07	240992	7882197
MD08	223647	7907463
MD09	222641	7908004
MD10	220926	7911950
MD11	233000	7898000
MD12	240200	7877200
MD13	243600	7876100
MD14	241360	7872427
MD15	242100	7871300
MD16	243100	7860850
MD17	266028	7857896
MD18	240900	7879800
MD19	242100	7879500
MD20	251000	7876700
MD21	242010	7882412
MD22	249200	7888000
MD23	257000	7884700
MD24	249110	7882704
MD25	263889	7861964
MD26	263099	7862829
MD27	258598	7869405
MD28	255800	7871400
MD29	249800	7873800
MD30	224200	7879900
MD31	240429	7879494
MD32	249819	7887694
MD33	248186	7889138
MD34	256443	7895080
MD35	255576	7894634
MD36	257930	7898634
MD37	255896	7892386
MD38	255909	7889505
MD39	265232	7898365
MD40	259857	7888336
MD41	258192	7886621
MD42	260086	7877707
MD43	261765	7878345
MD44	252100	7885100
MD45	243650	7882307
MD46	233896	7897820
MD47	234567	7897551
MD48	241263	7894934
MD49	240485	7894745
MD50	240824	7896463
MD51	241318	7901047
MD52	241478	7899794
MD53	252157	7892714

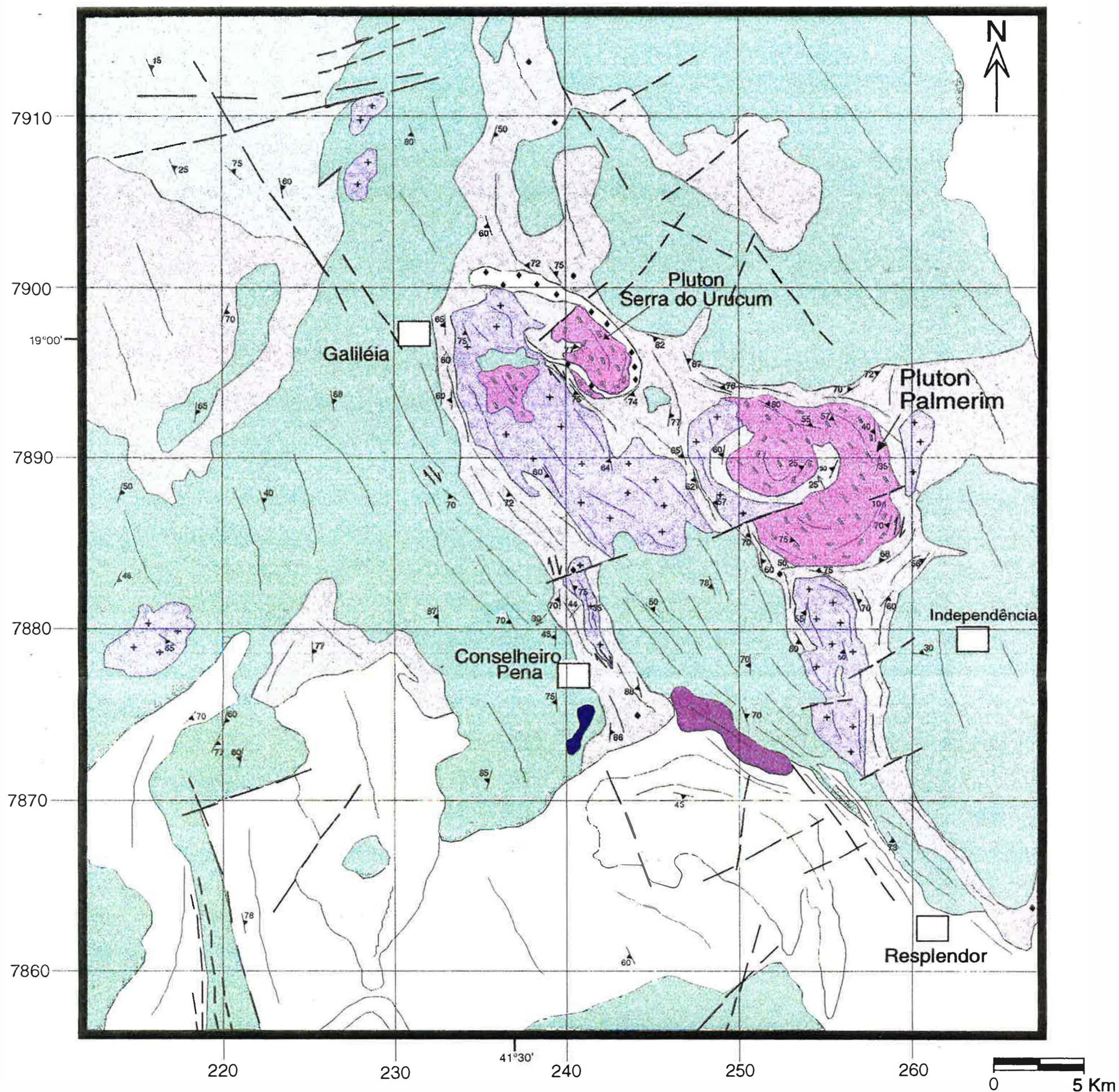
Affleur.	W	S
MD54	254088	7892168
MD55	255204	7892447
MD56	254043	7889444
MD57	240468	7897440
MD58	263263	7876689
MD59	229349	7907398
MD60	229040	7910904
MD61	233700	7888066
MD62	234400	7885700
MD63	222400	7871500
MD64	218300	7869350
MD65	219500	7874100
MD66	219400	7874800
MD67	221800	7873600
MD68	221600	7874600
MD69	229100	7882350
MD70	255700	7872000
MD71	239100	7912600
MD72	236450	7914600
MD73	254200	7880650
MD74	266500	7862700
MD75	236400	7892650
MD76	219700	7879650
MD77	219700	7880500
MD78	223400	7882100
MD79	234000	7879000
MD80	240510	7874486
MD81	242200	7872700
MD82	243600	7878200
MD83	239000	7908500
MD84	182000	7865772
MD85	187500	7867500
MD86	187500	7868750
MD87	192505	7872707
MD88	193560	7873212
MD89	195028	7874574
MD90	195606	7875000
MD91	199959	7878178
MD92	205198	7880280
MD93	222288	7899910
MD94	214501	7888645
MD95	216067	7887987
MD96	220233	7892153
MD97	267653	7854749
MD98	270280	7853792
MD99	275099	7849458
MD100	288235	7844121
MD101	289577	7851365
MD102	282638	7852880
MD103	280497	7852521
MD104	287433	7841953
MD105	325408	7841047
MD106	303723	7841765
MD107	305417	7841733

Affleur.	W	S
MD108	310891	7839767
MD109	312538	7840605
MD110	334172	7838945
CP01=	240200	7877200
MD12		
CP02	240200	7877200
CP04=	243600	7876100
MD13		
CP05	252800	7871400
CP06=	255800	7871400
MD28		
CP07	260800	7865850
CP08	262000	7864600
CP09	262400	7864400
CP10	264400	7863800
CP11	262600	7863500
CP12=	263099	7862829
MD26		
CP13	265700	7871100
CP14	259500	7877300
CP17	234800	7889200

Carte géologique de la région de Galiléia - Conselheiro Pena, Minas Gerais, Brésil.
Modifiée à partir de Barbosa et al. (1964) et de Silva et al. (1987).

1:250000

Datum vertical : Imbituba (SC); Datum horizontal : Corrego Alegre (MG)
Origine de la UTM: "Equateur et méridien 39°W. Gr." plus 10000 km et 500 km, respectivement.



Suite Urucum



Pegmatites



Granite à tourmaline



Granite Palmital



Granite Urucum

Suite Galiléia



Tonalite-granodiorites,
granodiorites et granites



Tonalite Itatiaia

Groupe Rio Doce



Formation
São Tomé



Groupe Crenaque

Socle



Complexe Piedade



Complexe Pocrane

Foliation Sn

Linéation minéral

Tracé de la foliation

Clivage de crénulation Sn+1

Linéament

Binaire dextre

1:250000

Origine de la UTM: "Equateur et meridien 39°W, Gr" plus 10000 km et 500 km, respectivement.

